

**LUDWIG MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT MÜNCHEN**

**FAKULTÄT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN**

**MASTERARBEIT**

**Umweltsysteme und Nachhaltigkeit**

**Monitoring, Modellierung und Management**

Wissenschaftliche Arbeit zur Erlangung des akademischen Grades Master of Science

eingereicht am Department für Geographie

**Analyse des Hydrologischen Zyklus in**

**Chemie-Klima Modell Simulationen**

*Analysis of the hydrological cycle in chemistry-climate model simulations*

Verfasser:

Moritz Dreusicke

Anschrift: Schmalkaldener Straße 14a 80807 München

E-mail: Moritz.Dreusicke@web.de

Datum: 15.09.2015

Betreuer:

Prof. Dr. Ralf Ludwig

# Inhaltsverzeichnis

<b>Abbildungsverzeichnis .....</b>	<b>III</b>
<b>Tabellenverzeichnis .....</b>	<b>VI</b>
<b>Abkürzungsverzeichnis .....</b>	<b>VII</b>
<b>Einleitung .....</b>	<b>1</b>
<b>1. Der Hydrologische Zyklus .....</b>	<b>3</b>
1.1 Strahlungshaushalt .....	3
1.1.1 Strahlungsbilanz und Treibhauseffekt .....	3
1.1.2 Strahlung und hydrologischer Zyklus .....	5
1.2 Hydrologischer Zyklus und Rückkopplungsprozesse .....	7
1.2.1 Evaporation und Niederschlag .....	7
1.2.2 Wasserdampf und Temperaturgradient .....	8
1.2.3 Wolkenbedeckung .....	9
1.2.4 Wolkenwasser und - Eis .....	13
<b>2. Methoden und Material .....</b>	<b>15</b>
2.1 Das ESCiMo-Projekt .....	15
2.2 Das EMAC-Modell .....	15
2.3 Die Modellsimulationen .....	17
2.4 Reanalysedatensatz ERA-interim .....	19
2.5 Untersuchungswerkzeuge .....	20
2.5.1 Ferret - Data Visualization and Analysis .....	20
2.5.2 CDO - Climate Data Operators .....	20
2.6 Statistische Auswertungsmethoden .....	20
2.6.1 Varianz .....	20
2.6.2 Anomalien .....	21
2.6.3 Korrelationen .....	21
2.6.4 Signifikanztest .....	22
<b>3. Ergebnisse und Diskussion .....</b>	<b>24</b>
3.1 Überblick und Analyse .....	24
3.2 Evaporation und Niederschlag .....	28
3.2.1 Jahresmittel, Jahresverläufe und Varianzen .....	28
3.2.2 Anomalien und Zusammenhänge .....	35

3.2.3	Korrelationen mit ERA-Interim .....	37
3.2	Wasserdampf.....	41
3.2.1	Jahresmittel, Jahresverläufe und Varianzen .....	41
3.2.2	Anomalien und Zusammenhänge.....	44
3.2.3	Korrelationen mit ERA-Interim .....	45
3.3	Wolkenwasser und Wolkeneis .....	48
3.3.1	Jahresmittel, Jahresverläufe und Varianzen .....	48
3.3.2	Anomalien und Zusammenhänge.....	53
3.3.3	Korrelationen mit ERA-Interim .....	54
3.3.4	Strahlungshaushalt .....	57
3.4	Wolkenbedeckung.....	60
<b>4.</b>	<b>Zusammenfassung und Schlussfolgerung .....</b>	<b>62</b>
	<b>Literaturverzeichnis.....</b>	<b>64</b>
	<b>Danksagung .....</b>	<b>68</b>
	<b>Anhang .....</b>	<b>69</b>
	<b>Erklärung.....</b>	<b>84</b>

# Abbildungsverzeichnis

<b>Abbildung 1:</b> Gesamter Strahlungshaushalt der Erdatmosphäre und – Oberfläche mit Treibhauseffekt ( <i>Roedel und Wagner 2011, S.56</i> ). .....	5
<b>Abbildung 2:</b> Bruttobodenstrahlung (a), Gegenstrahlung inklusive der Absorptionsbanden bestimmter Gase (b) und Nettobodenabstrahlung (ohne Wolken) ( <i>Roedel und Wagner 2011, S. 46</i> ). ..	6
<b>Abbildung 3:</b> Jährliche Verdunstungs- und Niederschlagsraten über Breitenkreis gemittelt ( <i>Roedel und Wagner 2011, S. 222</i> ). .....	8
<b>Abbildung 4:</b> Globale Verteilung der Strahlungseffekte von Wolken im SW (a), LW (b) und die Nettostrahlungsflüsse an der TOA gemittelt über den Zeitraum von 2001 bis 2011 ( <i>IPCC 2013, S.582</i> ). .....	11
<b>Abbildung 5:</b> SSTs der unterschiedlichen Simulationen im Zeitraum 1980 bis 2010. Die durchgezogene schwarze Linie gibt jeweils den Trend in diesem Zeitraum an. Von oben nach unten: RC1SD-base07 (Rot) // RC1SD-base10 (Lila) // RC1-base07 (Blau) // RC2-base04 (Grün).....	18
<b>Abbildung 6:</b> Übersicht über die Unterschiede der global gemittelte Monatswerte im Zeitraum von 1980 bis 2010 der hydrologischen Variablen der Simulationen und ERA-Interim. ....	25
<b>Abbildung 7:</b> Evaporation und Niederschlag zeitlich gemittelt in zonaler Darstellung .....	29
<b>Abbildung 8:</b> Mittlerer Jahresgang der Variablen Evaporation und Niederschlag. ....	30
<b>Abbildung 9:</b> Potenzielle zur Konvektion zur Verfügung stehende Energie zeitlich gemittelt in zonaler Darstellung. ....	32
<b>Abbildung 10:</b> Evaporation (Farbe) und Niederschlag (Schwarz) global gemittelt im zeitlichen Verlauf. Der Trend wurde abgezogen. Die Darstellung wurde mit Hilfe eines gleitenden Mittelwerts über sechs Monate geglättet. ....	33
<b>Abbildung 11:</b> Varianz der Evaporation in globaler Darstellung; RC1SD-base07 (oben links), RC1SD-base10 (oben rechts), RC1-base07 (unten links) und RC2-base04 (unten links). ....	34
<b>Abbildung 12:</b> Varianz des Niederschlags in globaler Darstellung; RC1SD-base07 (oben links), RC1SD-base10 (oben rechts), RC1-base07 (unten links) und RC2-base04 (unten links). ....	35
<b>Abbildung 13:</b> Global gemittelte Evaporationsanomalien (Striche in Farbe) mit Anomalien der SSTs (Striche in Schwarz) im zeitlichen Verlauf. Der mittlere Jahresgang und der Trend wurden abgezogen. Die Darstellung wurde mit Hilfe eines gleitenden Mittelwerts über zwölf Monate geglättet. Die Evaporationswerte wurden invertiert und mit dem Wert 5 skaliert. ....	36
<b>Abbildung 14:</b> Global gemittelte Evaporationsanomalien (Farbe) mit Niederschlagsanomalien (Schwarz) im zeitlichen Verlauf. Der mittlere Jahresgang und der Trend wurden abgezogen. Die Darstellung wurde mit Hilfe eines gleitenden Mittelwerts über zwölf Monate geglättet. Die negativen Werte der Evaporation wurden invertiert. ....	37
<b>Abbildung 15:</b> Zeitlich gemittelte Differenz der Simulationen minus ERA-Interim der Variable	

Evaporation in zonaler Darstellung. Positive Werte in der Differenz implizieren einen Überschuss in der Evaporation im Vergleich zu ERA. ....	38
<b>Abbildung 16:</b> Korrelation der Evaporation der Simulationen mit ERA in zonaler Darstellung .....	39
<b>Abbildung 17:</b> Differenz der Simulationen minus ERA der Variable Niederschlag zeitlich gemittelt in globaler Darstellung. Rote Farbe impliziert zu viel Niederschlag in den Simulationen; RC1SD-base07(oben links), RC1SD-base10(oben rechts), RC1-base07(unten links) und RC2-base04(unten links).....	40
<b>Abbildung 18:</b> Zeitliche Korrelation des Niederschlags der Simulationen mit ERA in zonaler Darstellung. ....	41
<b>Abbildung 19:</b> Mittlerer Jahresgang der Variable Wasserdampf.....	42
<b>Abbildung 20:</b> Räumliche Varianz des Wasserdampfs; RC1SD-base07 (oben links), RC1SD-base10 (oben rechts), RC1-base07 (unten links) und RC2-base04 (unten links).....	44
<b>Abbildung 21:</b> Global gemittelte Wasserdampfananomalien (Farbe) mit Temperaturananomalien (Schwarz) im zeitlichen Verlauf. Der mittlere Jahresgang und der Trend wurden abgezogen. Die Darstellung wurde mit Hilfe eines gleitenden Mittelwerts über zwölf Monate geglättet. Temperaureinheiten werden in Grad Celsius angegeben (nicht dargestellt).....	45
<b>Abbildung 22:</b> Differenz der Simulationen minus ERA der Variable Wasserdampf zeitlich gemittelt in globaler Darstellung. Rote Farbe impliziert zu viel Niederschlag in den Simulationen; RC1SD-base07(oben links), RC1SD-base10(oben rechts), RC1-base07(unten links) und RC2-base04(unten links).....	47
<b>Abbildung 23:</b> Korrelation des Wasserdampfes der Simulationen mit ERA in zonaler Darstellung.	48
<b>Abbildung 24:</b> Mittlerer Jahresgang der Variable Wolkenwasser .....	49
<b>Abbildung 25:</b> Globale Darstellung der Monatsmittel im Wolkenwasser des RC1SD-base07 von Januar (links oben) bis Dezember (rechts unten). Umso blauer, desto höher der Wolkenwasseranteil. Die Werte sind in mm/Tag angeben.....	50
<b>Abbildung 26:</b> Mittlerer Jahresgang der Variable Wolkeneis.....	51
<b>Abbildung 27:</b> Globale Darstellung der Monatsmittel im Wolkeneis des RC1SD-base07 von Januar (links oben) bis Dezember (rechts unten) . Umso blauer, desto höher der Wolkeneisanteil. Die Werte sind in mm/Tag angeben. ....	52
<b>Abbildung 28:</b> Global gemittelte Wolkenwasserananomalien (Farbe) mit Wasserdampfananomalien (Schwarz) global gemittelt im zeitlichen Verlauf. Der mittlere Jahresgang und der Trend wurden abgezogen. Die Darstellung wurde mit Hilfe eines gleitenden Mittelwerts über zwölf Monate geglättet. Die Wolkenwasserwerte wurden mit dem Wert 100 skaliert. ....	54
<b>Abbildung 29:</b> Differenz der Simulationen minus ERA der Variable Wolkenwasser zeitlich gemittelt in zonaler Darstellung. Positive Werte implizieren einen Überschuss an Wolkenwasser. ..	55
<b>Abbildung 30:</b> Differenz der Simulationen minus ERA der Variable Wolkeneis zeitlich gemittelt in	

globaler Darstellung. Rote Farbe impliziert zu viel Wolkeneis in den Simulationen; RC1SD-base07 (oben links), RC1SD-base10 (oben rechts), RC1-base07 (unten links) .....	57
<b>Abbildung 31:</b> Globale gemittelte Wolkenwasseranomalien (Farbe) mit den Anomalien der optischen Dicke (Schwarz) im zeitlichen Verlauf. Der mittlere Jahresgang und der Trend wurden abgezogen. Die Darstellung wurde mit Hilfe eines gleitenden Mittelwerts über zwölf Monate geglättet. Die Wolkenwasserwerte wurden mit dem Wert 100 skaliert. ....	59
<b>Abbildung 32:</b> Zeitlich und global gemittelte relative Wolkenbedeckung der vier Simulationen in vertikaler Darstellung. Die gestrichelten Linien entsprechen der Höhengliederung der Wolken (0-2000 m ~ 785 hPa = Tiefe Wolken; 2000-6000 m ~ 485 hPa = Mittlere Wolken; 6000 – 18000 m ~100 hPa = Hohe Wolken).....	61

# Tabellenverzeichnis

<b>Tabelle 1:</b> Verwendete Simulationen von ESCiMo.....	17
<b>Tabelle 2:</b> T-Test zwischen den Mittelwerten der Nudging und der freilaufenden Simulationen in allen hydrologischen Variablen.....	26
<b>Tabelle 3:</b> Evaporations- und Niederschlagswerte der vier Simulationen und mit ERA -Interim global und zeitlich gemittelt. ....	27
<b>Tabelle 4:</b> Strahlungsbilanz der vier Simulationen an der TOA .....	28
<b>Tabelle 5:</b> Global gemittelte Temperaturen der vier Simulationen .....	31
<b>Tabelle 6:</b> Varianz und Standardabweichung für die Variable Evaporation .....	34
<b>Tabelle 7:</b> Varianz und Standardabweichung für die Variable Niederschlag .....	34
<b>Tabelle 8:</b> Korrelationswerte mit ERA für die Variable Evaporation .....	38
<b>Tabelle 9:</b> Korrelationswerte mit ERA für die Variable Niederschlag .....	39
<b>Tabelle 10:</b> Varianz und Standardabweichung für die Variable Wasserdampf.....	43
<b>Tabelle 11:</b> Korrelationswerte mit ERA für die Variable Wasserdampf.....	46
<b>Tabelle 12:</b> Varianz und Standardabweichung für die Variable Wolkenwasser .....	52
<b>Tabelle 13:</b> Varianz und Standardabweichung für die Variable Wolkeneis .....	53
<b>Tabelle 14:</b> Korrelationswerte mit ERA für die Variable Wolkenwasser .....	55
<b>Tabelle 15:</b> Korrelationswerte mit ERA für die Variable Wolkeneis .....	56
<b>Tabelle 17:</b> Wasserdampf- Wolkenwasser- Wolkeneiskonzentrationen und die Strahlungsbilanz im „Wolken-Forcing“ an der TOA der vier Simulationen .....	58
<b>Tabelle 18:</b> Relative Wolkenbedeckung und global und zeitlich gemittelte Verteilung der Wolken mit der Höhe der vier Simulationen. Strahlungsbilanz im „Wolken-Forcing“ an der TOA (rechts). .	60
<b>Tabelle 19:</b> Korrelationswerte mit ERA der vier Simulationen für alle hydrologischen Variablen. .	63

## **Abkürzungsverzeichnis**

SST	-	Sea Surface Temperature
TOA	-	Top of Atmosphere
EMAC	-	ECHAM/MESSy Atmospheric Chemistry
SW	-	Short-Wave (Radiation)
LW	-	Long-Wave (Radiation)
SWCRE	-	Short-Wave Radiation Effect
LWCRE	-	Long-Wave Radiation Effect
SD	–	Specified Dynamics (Nudging)



# Einleitung

Der hydrologische Zyklus der Erde ist entscheidend für das Leben auf der Erde. Diesen Zyklus in Klimasimulationen bei fortschreitendem Klimawandel und sich verändernden Bedingungen möglichst genau darzustellen, ist wichtiger Bestandteil aktueller wissenschaftlicher Untersuchungen. Hydrologische Größen umfassen hierbei den Kreislauf von Verdunstung (Evaporation) und Niederschlag, sowie Wasser in fester (Eis), gasförmiger (Wasserdampf) und flüssiger Form, welches sich in der Atmosphäre befindet.

Diese einzelnen hydrologischen Größen wirken sich zudem über ihre veränderte Konzentration und Verteilung auf die Bilanz des Strahlungshaushaltes der Simulationen aus. Auch Wolken beeinflussen diese Bilanz über ihr Erscheinungsbild. Untersuchungen des hydrologischen Zyklus in Klimamodellen werden beispielsweise durchgeführt, um den Einfluss der Modellauflösung der Simulation auf derselben zu bestimmen (*Hagemann 2005*), um die Genauigkeit des Modells mit Beobachtungsdaten zu vergleichen (*Hack et al. 2005*) oder um den Einfluss von steigenden Treibhausgaskonzentrationen bzw. erhöhten Temperaturen auf den Zyklus zu berechnen (*Douville et al 2001*).

Die Chemie-Klimamodellsimulationen, die im Zusammenhang mit dem „Earth System Chemistry Intergrated Modelling (ESCiMo)“ – Projekt durchgeführt wurden, dienen dazu, das Verständnis für Prozesse, die in der Atmosphäre stattfinden, zu verbessern und aktuelle wissenschaftliche Fragestellungen zu beantworten (*Jöckel et al. 2015, S.1f*). Im Rahmen von ESCiMo wurden mehrere Klimasimulationen mit verschiedenen Randbedingungen durchgeführt, darunter auch Simulationen, die mit einer „Newtonian Relaxation-Technik“ [Nudging] an vorgegebene Beobachtungs- und Reanalysedaten anpasst wurden. Nudging Parameter sind hierbei die zonale Mitteltemperatur, der Bodendruck und die atmosphärischen Windverhältnissen wie Vorticity und Divergenz. Durch diese unterschiedlichen Randbedingungen reagieren die hydrologischen Zyklen unterschiedlich in den einzelnen Modellen.

Ziel dieser Arbeit ist es daher, den hydrologischen Zyklus in den Klimasimulationsmodellen zu analysieren. Dabei soll festgestellt werden, welchen Einfluss geänderte Randbedingungen wie die unterschiedlichen Wasseroberflächentemperaturen [SST = Sea Surface Temperature] oder das Nudging auf die Variablen des hydrologischen Zyklus haben. Dies erfolgt über eine Analyse der Unterschiede, die sich zwischen den einzelnen Simulationen ergeben und aus denen Rückschlüsse gezogen werden können. Zunächst soll daher ein Überblick über die relevanten hydrologischen Variablen in den Simulationen erstellt werden. Anschließend werden Zusammenhänge und Veränderungen über die Zeit mithilfe statistischer Auswertungsmethoden gezeigt und in ihrer

Wirkung diskutiert. Parallel dazu soll ein Vergleich und eine anschließende Bewertung mit dem Reanalysedatensatz ERA-Interim derselben Periode durchgeführt werden. Dies soll dazu beitragen, die Qualität der Simulationen zu beurteilen. In der Strahlungsbilanz in einer der vier Simulationen wurde eine negative Imbalanz am Oberrand der Atmosphäre festgestellt. Es soll daher untersucht werden, ob diese Imbalanz möglicherweise aus den Veränderungen einer oder mehrerer dieser hydrologischen Variablen resultiert.

# 1. Der Hydrologische Zyklus

Der Hydrologische Zyklus wird durch den Kreislauf von Verdunstung (Evaporation) und Niederschlag bestimmt, die die wichtigsten Komponenten dieses Zyklus abbilden (*Chahine 1992, S.378*). Für die Größe des Umsatzes im Hydrologischen Zyklus ist die Evaporation verantwortlich, weil hier der Energiehaushalt (siehe folgendes Kapitel: Strahlungshaushalt) mit dem Wasserhaushalt miteinander verknüpft wird (*Roedel und Wagner 2011, S.220*). Der Austausch von Wasser und Wärme zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre beeinflusst grundlegend die Dynamik des Klimasystems. Komponenten des Kreislaufs, wie Wolken und Wasserdampf in der Atmosphäre sowie Schnee und Eis am Boden spielen unterschiedliche Rollen in der Erwärmung und der Kühlung des Klimasystems (*Chahine 1992, S.373*). So reflektieren und absorbieren sie beispielsweise in verschiedener Art und Weise die Solarstrahlung, die auf die Erde trifft (*Hack et al. 2005, S.2199*). Weiterhin sind mit der Verteilung von Wasserdampf und den daraus resultierenden Wolken eine Reihe an Wechselwirkungen und Rückkopplungen verbunden, die in den folgenden Kapiteln erläutert werden (*Roedel und Wagner 2011, S.220*). Eine möglichst genaue Darstellung dieses Zyklus ist die größte Herausforderung von globalen Klimamodellen (*Hagemann 2005, S.3810*).

## 1.1 Strahlungshaushalt

### 1.1.1 Strahlungsbilanz und Treibhauseffekt

Die Sonne bestimmt mit ihrer Energie in Form von elektromagnetischer Strahlung, die permanent die Erde erreicht zum größten Teil energetische Veränderungen auf der Erdoberfläche und in der darüber sich befindenden Atmosphäre. Entscheidend für die Menge in der obersten Atmosphäre ankommenden Energie der Sonne ist die Solarkonstante. Dieser Wert beträgt derzeit ca.  $1368 \text{ W/m}^2$  und schwankt mit dem Verlauf des 11-jährigen Sonnenzyklus um wenige Watt. Aufgrund der kugelförmigen Form der Erde erreichen allerdings gemittelt nur  $342 \text{ W/m}^2$  die Erdoberfläche (*Roedel und Wagner 2011, S.19f*).

Beim Auftreffen der Strahlung an den Teilchen der Atmosphäre kommt es zu Reflexion, Absorption und Streuung der kurzwelligen Strahlung, die in ihrer Stärke bzw. Größe variiert und auch Albedo eines Objekts genannt wird. Hierbei wird zwischen dem Gesamttrückstreuvermögen der Erde (inklusive der Reflexion an der oberen Atmosphäre) und dem Rückstreuvermögen der Erdoberfläche selbst unterschieden (Abbildung 1). Die Summe der Strahlung, die die Erdoberfläche erreicht, wird Globalstrahlung genannt und beträgt noch circa  $190 \text{ W/m}^2$  (*Roedel und Wagner 2011, S.23*).

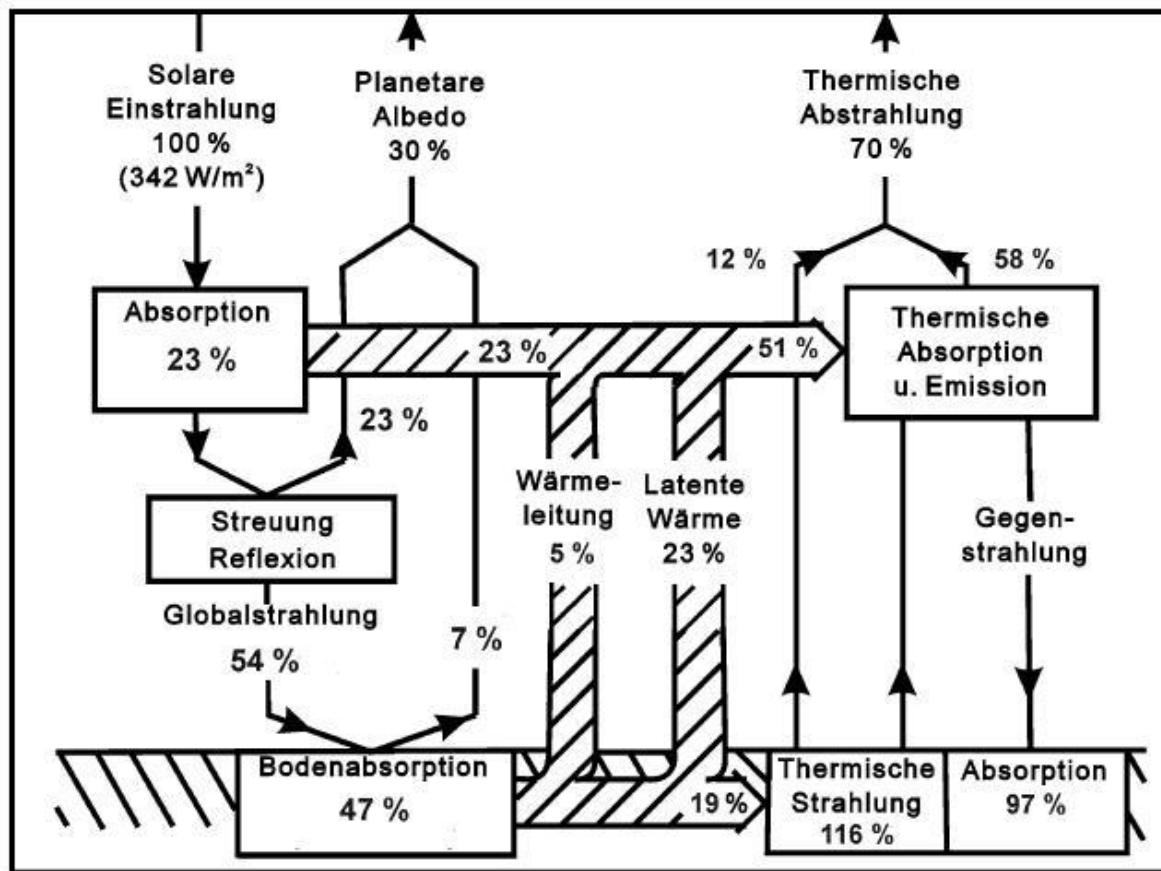
Für die Menge der an der Erdoberfläche eintreffenden Strahlung spielt die Atmosphäre eine entscheidende Rolle. Trifft Strahlung, ob kurzwellig oder langwellig, auf ein Molekül oder Atom, das in Wechselwirkungen mit anderen Atomen und Molekülen steht, so wird es angeregt bzw. es absorbiert Strahlung und emittiert sie seinerseits. Das Emissionsvermögen wird durch das Stefan-Boltzmann Gesetz und das Kirchhoffsche Gesetz bestimmt. Nach dem Stefan-Boltzmann Gesetz:

$$F = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4$$

wird die thermisch abgestrahlte Leistung eines idealen Schwarzen Körpers durch seine Temperatur  $T$ , der Stefan-Boltzmann Konstante  $\sigma$  und durch das relative Emissionsvermögen  $\varepsilon$  bestimmt. Das Kirchhoffsche Gesetz, welches aus dem II Hauptsatz der Thermodynamik hergeleitet wird, besagt, dass ein thermisches strahlendes Objekt genau in dem Maß Strahlung emittiert, wie es zu absorbieren vermag (*Roedel und Wagner 2011 S.5*).

Wie in Abbildung 1 zu erkennen ist, wird der größere Teil der Solarenergie von der Atmosphäre (23%) und von der Erdoberfläche (47% ~ 160 W/m<sup>2</sup>) absorbiert. Da Materie seinerseits ebenfalls Strahlung emittiert, wird von der Erdoberfläche und auch von der Atmosphäre Strahlung emittiert und das in Abhängigkeit von der Temperatur und dem Maße, wie sie sie zu absorbieren vermag (*Roedel und Wagner 2011, S.42*).

Ein weiterer wichtiger Faktor bei der Betrachtung des Strahlungshaushaltes der Erde ist der Treibhauseffekt. Dieser ergibt sich dadurch, dass die Atmosphäre Strahlung im kurzwelligen (SW – short wave) Bereich hindurch lässt, jedoch langwellige Ausstrahlung (LW – long wave) der Erdoberfläche absorbiert und wieder zu ihr zurückstrahlt. Diese Strahlung wird Gegenstrahlung genannt. Ohne diesen Effekt wäre die Temperatur der Erde um durchschnittlich 30 Grad Celsius niedriger. Im Gleichgewicht muss die Erde die Strahlungsleistung in den Weltraum abstrahlen, die sie, abzüglich der planetaren Reflexion von 30% (Albedo), netto erhält. Für den gesamten Strahlungshaushalt gilt, dass im Saldo die langwellige Ausstrahlung der Erde die kurzwellige Einstrahlung der Sonne kompensieren muss (*IPCC 2013, S.126/ Roedel und Wagner 2011, S.1*). Aufgrund des Treibhauseffektes wird nur ein Zehntel (65W/m<sup>2</sup>) direkt von der Erdoberfläche in den Weltraum emittiert. Den Rest geschieht durch Strahlungskühlung der Atmosphäre, sodass die langwellige Abstrahlung des Planeten Erde im gesamten 70% beträgt (+ Albedo 30%= 100%) (*Roedel und Wagner 2011, S.56f*). Abbildung 1 veranschaulicht die Energieflüsse, inklusive LW und SW. Man erkennt, dass die Atmosphäre wichtigster Bestandteil im Bereich des Wärmehaushaltes ist.



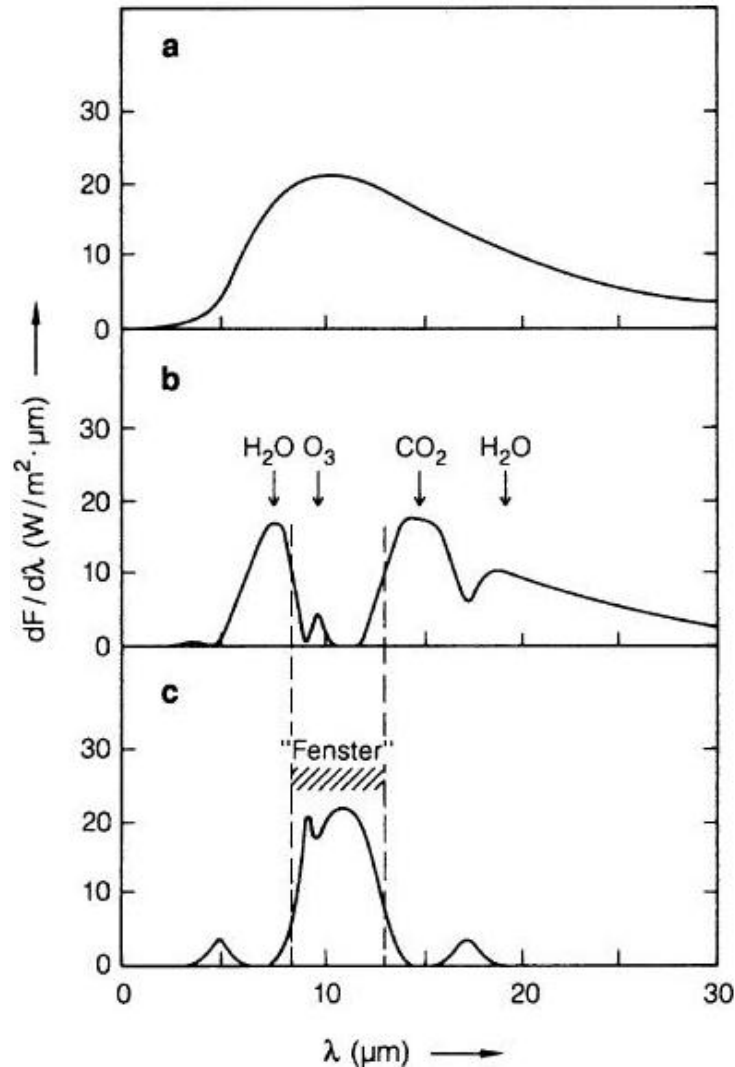
**Abbildung 1:** Gesamter Strahlungshaushalt der Erdatmosphäre und – Oberfläche mit Treibhauseffekt (Roedel und Wagner 2011, S.56).

### 1.1.2 Strahlung und hydrologischer Zyklus

Wie in Abbildung 1 zu erkennen ist, macht die von der Erdoberfläche vereinnahmte Energie rund die Hälfte der einfallenden Sonnenstrahlung aus. Diese Energie wird in Form von Wärme an die Erdoberfläche abgegeben und strahlt ihrerseits die Energie langwellig wieder in die Atmosphäre aus. So wird der Atmosphäre Energie in drei Formen zugeführt. Durch Absorption von solarer Strahlung, durch nicht radiativen Transport (Konvektion, Verdunstung und Kondensation) und durch Absorption langwelliger terrestrischer Strahlung (Roedel und Wagner 2011, S.44). Dieser Fakt und die Tatsache, dass die Menge der Energie sich nach Breitenkreis und Jahreszeit stark unterscheidet, induzieren die globalen Austauschprozesse auf der Erde, die unser Wetter bestimmen und somit den hydrologischen Zyklus (Roedel und Wagner 2011, S.54).

Die wichtigsten atmosphärischen Gase, die zur Absorption der langwelligigen terrestrischen Strahlung beitragen sind hierbei Wasserdampf (H<sub>2</sub>O), Kohlendioxid (CO<sub>2</sub>), Ozon (O<sub>3</sub>) aber auch Wolken bzw. das in ihnen enthaltene Wasser und Eis (IPCC 2013, S.126 // Roedel und Wagner 2011, S.43f). Diese sind wichtig, um Veränderungen im hydrologischen Zyklus der Erde zu verstehen. Abbildung

2 zeigt den Absorptionseffekt der Gase auf das Spektrum der terrestrischen Ausstrahlung. Diese Gase besitzen ein spektral unterschiedliches Absorptionsvermögen, was man an den unterschiedlichen Absorptionsbanden erkennt, die durch Wasserdampf, CO<sub>2</sub> und O<sub>3</sub> hervorgerufen werden.



**Abbildung 2:** Bruttobodenstrahlung (a), Gegenstrahlung inklusive der Absorptionsbanden bestimmter Gase (b) und Nettobodenabstrahlung (ohne Wolken) (Roedel und Wagner 2011, S. 46).

Veränderungen in der Konzentration dieser Gase führen demnach auch zu einer höheren Absorption der Strahlung und zu einer Intensivierung des Treibhauseffektes. Allgemein steht heutzutage CO<sub>2</sub> im Mittelpunkt als klimawirksames Gas. Sein Anteil am Treibhauseffekt beträgt allerdings lediglich 22%. Vielmehr ist Wasserdampf mit 62% das wichtigste Treibhausgas in der Atmosphäre (Roedel und Wagner 2011, S. 46f). Somit hat eine Veränderung der Konzentration wie beispielsweise durch eine Erwärmung der Erdoberfläche nicht zu vernachlässigende Folgen auf das Klima der Erde (Roedel und Wagner 2011, S. 44).

Wolken und das in ihnen enthaltende Wasser und Eis schirmen auch das in Abbildung 2 dargestellte Atmosphärische Fenster ab. Dadurch kann fast das gesamte von der Erdoberfläche ausgestrahlte langwellige Spektrum absorbiert werden. Wolken haben somit einen starken Einfluss auf die Absorption der langwelligen terrestrischen Strahlung. Der Einfluss auf die Absorption der langwelligen Strahlung steigt bei zunehmenden Flüssigwasser und Eisgehalt. Dies hängt aber stark von der Wolkenart und der Dicke der Wolke ab (*Roedel und Wagner 2011, S. 47*). Die Rückkopplungseffekte die sich durch das Vorhandensein von Wolken ergeben, werden in Kapitel 1.2.3 ausführlich diskutiert.

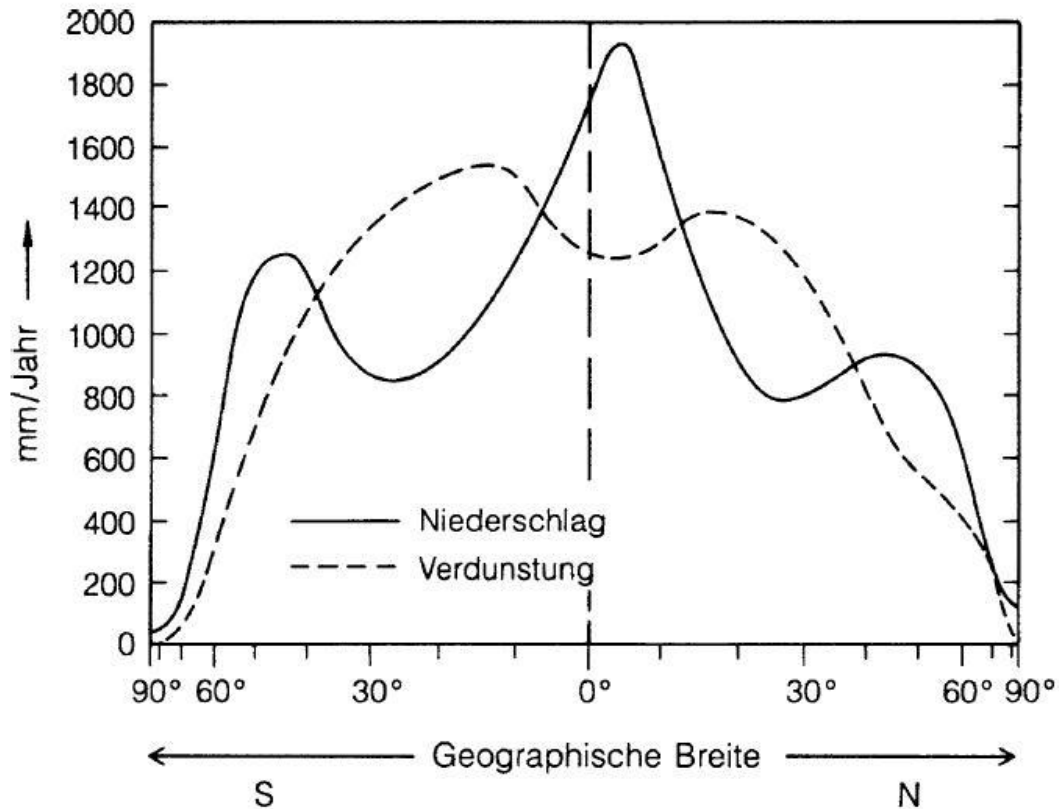
## **1.2 Hydrologischer Zyklus und Rückkopplungsprozesse**

Wie bereits erläutert wurde, haben die verschiedenen Komponenten des hydrologischen Zyklus wie Wolken und Wasserdampf unterschiedliche Effekte auf den Strahlungshaushalt. Allerdings werden umgekehrt diese Komponenten auch durch Veränderungen im Strahlungshaushalt beeinflusst. Diese Strahlungsrückkopplungseffekte geschehen sowohl in der obersten Schicht der Troposphäre (TOA – Top of Atmosphere) als auch an der Erdoberfläche und haben grundlegenden Einfluss auf den Wärmehaushalt als auch auf den Hydrologischen Zyklus selbst (*Colman 2014, S.3173*).

### **1.2.1 Evaporation und Niederschlag**

Die Evaporation oder auch die Evapotranspiration bei Miteinbeziehung der Verdunstung aus Pflanzen, bezeichnet die Verdunstung von Boden- und Wasseroberflächen. Die Evaporation wird hauptsächlich durch die Intensität der Einstrahlung bzw. der Temperatur und durch die Verfügbarkeit von Wasser gesteuert. Da die Einstrahlung nicht nur von der geographischen Breite, sondern auch von der Albedo und dem Bedeckungsgrad abhängt, nimmt die Evaporation im Mittel von der Polarregion bis zu ihrem Maximum in den wolkenfreien Subtropen stetig zu. Am Äquator hingegen nimmt sie aufgrund des häufig hohen Bedeckungsgrades wieder leicht ab (Abbildung 3). Hier befinden sich daher die Regionen mit den durchschnittlich höchsten Niederschlägen. Die höchsten Evaporationswerte dagegen werden über den Ozeanen der Subtropen erreicht (*Roedel und Wagner 2011, S. 220ff*). Global betrachtet verstärkt der hier entstandene Überschuss die Niederschläge über den Kontinenten, wo die Niederschläge im Vergleich zur Evaporation überwiegen, wodurch zwischen den Ozeanen und den Kontinenten ein ständiger Wasseraustausch stattfindet (*Chahine 1992, S. 373*).





**Abbildung 3:** Jährliche Verdunstungs- und Niederschlagsraten über Breitenkreis gemittelt (Roedel und Wagner 2011, S. 222).

Da die Evaporation direkt mit Veränderungen im Strahlungshaushalt an der Erdoberfläche gekoppelt ist, hat ein erhöhter Strahlungsfluss an der Erdoberfläche, beispielsweise durch erhöhte Treibhausgaskonzentrationen und damit höheren Temperaturen somit eine höhere Evaporationsrate zur Folge. Generell führt eine Erhöhung der Temperatur an der Erdoberfläche und in der Atmosphäre zu einer Erhöhung der Evaporation und somit zu einem Anstieg der Wasserdampfkonzentration in der Atmosphäre, da wärmere Luft eine erhöhte Wasserkapazität besitzt (IPCC 2013, S.573 // Douville et al., S.51). Dies bestätigen auch die Ergebnisse vieler Studien (Douville et al., S.46 // Trenberth et al. 2007, S.272 // IPCC 2013, S.42)

### 1.2.2 Wasserdampf und Temperaturgradient

Wasserdampf wiederum ist eine der Schlüsselvariablen im Klima der Erde (Trenberth et al. 2007, S.271). Kleine Änderungen in der Konzentration können bereits starke Auswirkungen auf den Strahlungshaushalt haben (Chahine 1992, S. 376). Die höchsten Konzentrationen von Wasserdampf in der Atmosphäre befinden sich nahe der Erdoberfläche, da dort die höchsten Temperaturen herrschen. Die horizontale Verteilung des Wasserdampfes wird über die Evaporation und somit über



die Einstrahlung bestimmt. Die vertikale Verteilung hingegen orientiert sich an dynamischen Prozessen und stark an der Temperatur der Umgebung (*Raschke und Quante 2002, S.96 // Roedel und Wagner 2011, S.16*). Der vertikale Temperaturgradient der Atmosphäre sorgt dafür, dass sich die Konzentration des Wasserdampfes mit der Höhe stark verringert, im gleichen Maße wie sich die Temperatur verringert. Mehr Wasserdampf in der Atmosphäre führt darüber hinaus auch zu mehr Niederschlägen (Douville et al., S.51). Eine Erhöhung der Wasserdampfkonzentration, wie sie in den letzten Jahrzehnten festgestellt wurde, hat sowohl im SW als auch im LW Auswirkungen auf den Strahlungshaushalt (*IPCC 2013, S.42*). Als effektivstes Treibhausgas strahlt es mehr LW zur Erde zurück, reflektiert aber auch mehr SW Strahlung (*IPCC 2013, S.68*). Der Rückkopplungsprozess, den der Wasserdampf auf den Strahlungshaushalt ausübt, ist der stärkste unter den klimarelevanten Rückkopplungen. Wasserdampf sorgt an der TOA sowohl im LW als auch im SW für eine positive Strahlungsrückkopplung (*Colman und McAvaney 2009, S.1651*). Sie beträgt  $1.80 \text{ W/m}^2$ , mit einer Unsicherheit von  $0.18 \text{ W/m}^2$  und verstärkt damit den Strahlungsantrieb.

In den oberen Schichten der Atmosphäre findet der Großteil des langwelligen Strahlungsenergieverlustes statt (*IPCC 2013, S.126*). In einem wärmeren Klima mit höheren Temperaturen verringert sich die Abnahme des Temperaturgradienten mit der Höhe, wodurch mehr LW aus der Atmosphäre emittiert wird (LR – Lapse Rate). Dies sorgt für eine erhöhte LW Ausstrahlung und somit für eine negative Rückkopplung (a). Diese negative Rückkopplung mit ca.  $-0.84 \text{ W/m}^2$  ist stark mit der Wasserdampfkonzentration gekoppelt und verringert den Strahlungsantrieb (*IPCC 2013, S.586f // Randall et al.2007, S.630 // Trenberth et al. 2007, S.272 // Lambert et al. 2014, S.2323*). Randall 2007 stellte fest, dass in Modellen, in denen die Rückkopplung über die erhöhte Temperatur in der Atmosphäre besonders negativ ist, die positive Rückkopplung über den Wasserdampf ebenfalls stärker ist. Insgesamt ist Strahlungsrückkopplung von Wasserdampf und Temperaturgradient mit hoher Wahrscheinlichkeit positiv (verstärkt den Strahlungsantrieb) (*IPCC 2013, S.574 // Randall et al.2007, S.630 // Previdi 2010, S.10*).

### **1.2.3 Wolkenbedeckung**

Wasserdampf ist die Quelle aller Wolken und deren Niederschlag (*Raschke und Quante 2002, S.96*). Damit sich eine Wolke bilden kann, muss sich wasserdampfhaltige Luft abkühlen oder übersättigen, um anschließend an einem Kondensationskern zu kondensieren. Wolken bestehen daher aus flüssigen und gefrorenen Wassertropfen und Eiskristallen, die durch weitere Kondensation bzw. Sublimation weiter anwachsen können (*IPCC 2013, S.578*). Kleine Änderungen in der Wasserdampfkonzentration können daher schon zu signifikanten Änderungen in der Bewölkung führen und somit auch zu einem veränderten Strahlungshaushalt der Wolken. Das macht die Rückkopplungen, die sich hieraus ergeben, entscheidend (*Chahine 1992, S. 376 // Stephens 2003,*

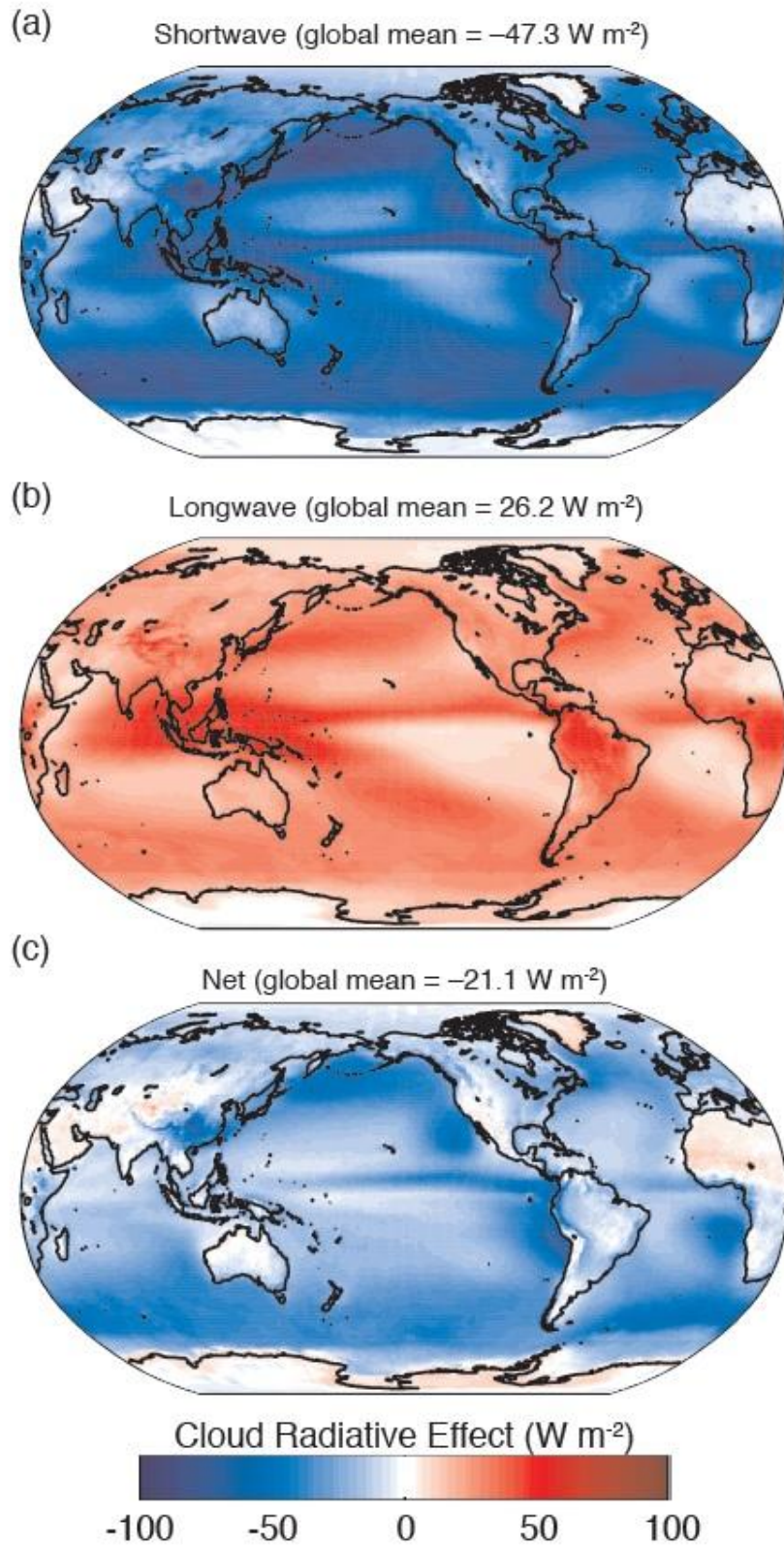
S.239).

Die Wolkenbedeckung beeinflusst das Klima unterschiedlich, jedoch auf entscheidende Art und Weise. Die Rolle der Wolken auf den Strahlungshaushalt wird im Wesentlichen durch zwei konkurrierende Effekte bestimmt:

(1) Sie erhöhen die Albedo der Erde und reduzieren die SW Strahlung, die die Erde erreicht, und haben dadurch einen negativen Rückkopplungseffekt. Dieser Effekt ist besonders in den Gebieten groß, in denen die Bodenalbedo gering ist. In den Polargebieten mit viel Oberflächenschnee bzw. -Eis ist deshalb dieser Effekt vergleichsweise gering. Insgesamt betrachtet führt der Strahlungseffekt der Wolken im kurzwelligen Bereich zu einer Strahlungskühlung um näherungsweise  $-50 \text{ W/m}^2$

(2) Sie reduzieren die langwellige Abstrahlung. Das Absorptions- und Emissionsvermögen einer Wolke ist in keinem Wellenlängenbereich der terrestrischen Abstrahlung klein, wodurch ein Großteil der LW Strahlung der Erdoberfläche absorbiert wird, als Gegenstrahlung zurückgestrahlt und somit den Treibauseffekt verstärkt. Da Wolken an ihrer Oberseite kühler sind als die Erdoberfläche, strahlen sie aufgrund ihrer geringeren Temperatur weniger LW in Weltraum ab, wodurch sich eine positive Rückkopplung ergibt (Roedel und Wagner 2011, S. 58f // Raschke und Quante 2002, S.102). Insgesamt fällt jedoch der Strahlungseffekt der Wolken im langwelligen Bereich, aufgrund der Verstärkung des Treibhauseffektes, mit  $30 \text{ W/m}^2$  geringer aus

Zusammengefasst bedeutet das einen Nettostrahlungseffekt durch Wolken von ungefähr  $-20 \text{ W/m}^2$  (IPCC long S. 580). Dieser Effekt wurde bereits in mehreren vorherigen Studien bestätigt (Chahine 1992, S. 373 // Raschke und Quante 2002, S.91 // IPCC 2013, S.582). Abbildung 4 zeigt den Effekt der Wolken auf den Strahlungshaushalt im SW (a) und LW (b) im globalen Maßstab. Man erkennt, dass der Effekt bei hohem Bedeckungsgrad am Äquator sowohl im SW als auch im LW stark ist, im SW aber überwiegt. Positive Nettostrahlungsbilanzen (c) von Wolken können beispielsweise in Wüstenregionen oder in Polarregionen auftreten.



**Abbildung 4:** Globale Verteilung der Strahlungseffekte von Wolken im SW (a), LW (b) und die Nettostrahlungsflüsse an der TOA gemittelt über den Zeitraum von 2001 bis 2011 (*IPCC 2013, S.582*).

Hierbei ist aber eine genauere Betrachtung der Strahlungseffekte von Wolken notwendig. Denn ob die Bilanz einer Wolke positiv oder negativ ist, hängt im Wesentlichen von ihrer Höhe, ihrer vertikalen Ausdehnung, ihres Wassergehalts, dem Tropfendurchmesser und von der Beschaffenheit der Kondensationskerne ab (*IPCC 2013, S.127 // Chahine 1992, S. 376*).

(1) Hohe Wolken erwärmen die Atmosphäre, da sie aufgrund ihrer Höhe und den kälteren Temperaturen weniger LW in den Weltraum emittieren (*IPCC 2013, S.593f // Stephens 2003, S.243f*). Dieser Effekt ist bei dünnen, hohen Wolken stärker, da dickere Wolken mehr SW der Sonne reflektieren (*IPCC S 2013, S.593*).

(2) Tiefe Wolken reflektieren einen großen Teil der SW Strahlung zurück in den Weltraum, haben aber auch gleichzeitig nur einen schwachen Effekt auf die LW- Ausstrahlung, da die Temperatur annähernd der der Erdoberfläche entspricht. Sie haben netto einen kühlenden Effekt auf das Klima der Erde (*IPCC 2013, S.593*). Dasselbe gilt auch für mittelhohe Wolken. Es wird angenommen, dass sich bei einer Klimaerwärmung der Anteil der niedrigen Wolken, vor allem in den niederen und mittleren Breiten, verringert. Dies würde eine positive Strahlungsrückkopplung nach sich ziehen. Diese Veränderungen sind jedoch von Modell zu Modell verschieden und nicht eindeutig belegt (*IPCC 2013, S.594 // Lambert et al. 2014, S.2303 // Zelinka et al. 2013, S.5013*).

Unter sich verändernden Klimabedingungen, z.B. wie ein in den letzten Jahrzehnten beobachteter Anstieg der, treten allerdings Veränderungen in den Wolkenparametern bzw. der Eigenschaften auf. Dabei stellen sich Effekte ein, die sich im Einzelnen unterschiedlich auf den Strahlungshaushalt auswirken (*IPCC 2013, S.587ff*).

Die Höhe der Wolken ist wichtig für Verhalten von Absorption und Reflexion bzw. den Strahlungsenergiehaushalt (*Raschke und Quante 2002, S.102 // IPCC 2013, S.594*). Bei steigenden Temperaturen kommt es in der gesamten Troposphäre zu einer vertikalen Verschiebung nach oben, wodurch auch Wolken in höheren Lagen existieren können. Dies äußert sich beispielsweise in den Tropen über eine verstärkte hochreichende Konvektion. Die Änderung der Höhe hat starke Auswirkungen auf den Strahlungshaushalt. Es kommt zu einer Reduktion der LW Strahlung, die in den Weltraum emittiert wird, da sich nicht die Temperatur ändert, bei der der Wasserdampf kondensiert, sondern lediglich die Höhe, in der dieser Prozess stattfindet (fixed-anvil-temperature mechanism). Dadurch verändert sich die Stärke des Effektes der Strahlungskühlung kaum (*IPCC 2013, S.588 // Lambert et al. 2014, S.2303*). Gleichzeitig erhöht sich aber die zur Erdoberfläche gerichtete LW. Dieser daraus resultierende Rückkopplungseffekt ist einer der stärksten unter den Rückkopplungsprozessen und verstärkt mit ca.  $0.3 - 0.5 \text{ W/m}^2$  den Treibhauseffekt (*IPCC 2013, S.588 // Zelinka et al. 2011, S.3742ff*).

Aktuelle Klimasimulationsmodelle prognostizieren insgesamt eine Abnahme im Wolkenaufkommen

(IPCC 2013, S.90 // Zelinka et al. 2013, S.5007). Unter diesen Bedingungen stellt sich eine positive Rückkopplung im SW aufgrund dieses verringerten Wolkenaufkommens ein, da somit weniger SW direkt in den Weltraum zurückgestrahlt wird. Zwar nimmt gleichzeitig global und absolut auch die Gegenstrahlung der Wolken im LW ab, jedoch überwiegt insgesamt betrachtet der positive Strahlungseffekt, wodurch der Effekt mit ca.  $0.27 \text{ W/m}^2$  allerdings geringer ausfällt. (Zelinka et al. 2011, S.3742ff // Colman und McAvaney 2009, S.1651).

#### **1.2.4 Wolkenwasser und - Eis**

Hydrologische Komponenten der Wolken sind das in ihnen enthaltene flüssige und gefrorene Wasser. Bei steigenden Konzentrationen dieser Komponenten in der Atmosphäre findet mehr Absorption der langwelligen Strahlung statt und der Treibhauseffekt verstärkt sich. Gleichzeitig erhöht sich aber auch die Albedo der Wolke, wodurch mehr SW zurückgestrahlt wird (Roedel und Wagner 2011, S. 47). Unter fortschreitendem Klimawandel mit global höheren Temperaturen verändern sich auch die Bedingungen dieser Komponenten was sich beispielsweise in veränderten Konzentrationen zeigt.

Die optische Dicke ist eine der Schlüsseleigenschaften von Wolken was die Wirkung auf den Strahlungshaushalt betrifft (Suzuki et al. 2006, S.116). Sie wird im Wesentlichen durch ihre vertikale Ausdehnung, durch die Verteilung, Anzahl und die Größe der enthaltenden Wassertropfen des Wolkenwassers und der Eiskristalle bestimmt. Steigende Temperaturen führen dazu, dass das in den Wolken enthaltene Wasser, durch den erhöhten Wasserdampf in der Atmosphäre ansteigt und sich somit die optische Dicke der Wolke erhöht (IPCC 2013, S.599 // Colman und McAvaney 2009, S.1652). Weitere Faktoren, die einen Anstieg der optischen Dicke beeinflussen, sind beispielsweise sich verändernde Phasenbedingungen. Bei einer Verschiebung der Anteile gefrorener Eiskristalle in den Wolken zugunsten von flüssigen Tropfen, bedingt durch steigenden Temperaturen, erhöht sich ebenfalls die optische Dicke. Eiskristalle haben zwar generell einen größeren Durchmesser, jedoch hat die gleiche Menge Wasser in der Wolke in flüssiger Form eine größere Reflexionsoberfläche, wodurch die kurzwellige Rückstrahlung (SW) stark ansteigt (IPCC 2013, S.590).

Bei einer Zunahme der optischen Dicke unter steigenden Temperaturen berechnen mehrere Autoren eine stark erhöhte Reflektion im SW, welche aber größtenteils durch die Erhöhung des LW kompensiert wird. Wie stark sich die Effekte gegenseitig kompensieren und welcher der beiden überwiegt, ist nicht sicher. Die meisten Autoren gehen allerdings aktuell davon aus, dass der Effekt zunehmender optischer Dicke insgesamt eine positive Rückkopplung zur Folge hat (Colman und McAvaney 2009, S.1652 // Zelinka et al. 2011, S.3742ff // IPCC 2013, S.590 // Zelinka et al. 2013, S.5007). Jedoch gibt es auch Modelle, die negative Rückkopplungen zeigen. Denn ob sich die Veränderung der optischen Dicke negativ oder positiv in Hinblick auf den Strahlungshaushalt äußert,



hängt von der globalen Verteilung der bestimmenden Parameter Wolkenwasser und Wolkeneis ab. (Zelinka *et al.* 2011, S.3751f).

Bei der Quantifizierung des Effektes von Wolken auf den Strahlungshaushalt gibt es immer noch große Unsicherheiten (IPCC 2013, S.573 // Zelinka *et al.* 2013, S.5007). So hat beispielsweise die Verlagerung von Wolken in einem wärmeren Klima in nördlichere Regionen aufgrund veränderter Zugbahnen der Tiefdruckgebiete oder das Auftreten von Wolken über dem Land anstatt über dem Meer ebenfalls Auswirkungen auf den Strahlungshaushalt (IPCC 2013, S.594 // Lambert *et al.* 2014, S.2303f // Voigt und Shaw 2015, S.102). Zusammengefasst bedeutet es, dass kleine Änderungen in den Eigenschaften der Wolken bereits große Auswirkungen auf den Strahlungshaushalt haben (IPCC 2013, S.126). Viele dieser Unsicherheiten sind nur schwer zu beheben, was beispielsweise dadurch deutlich wird, dass Wolken mit Aerosolen auf viel kleinerem Maßstab interagieren, als dass sie in Klimamodellen aufgelöst werden kann. Erst wenn Prozesse dieses Maßstabes in einem Modell erfasst werden können, wird es möglich sein, genauere Aussagen über das Strahlungsverhalten der Wolke zu treffen (IPCC 2013, S.573 und 582).

Im Folgenden soll nun der hydrologische Zyklus von vier verschiedenen Klimamodellsimulationen untersucht werden. Hierbei soll auch der Zusammenhang zwischen dem hydrologischen Zyklus und dem Strahlungshaushalt untersucht und diskutiert werden. Zunächst erfolgt eine Übersicht über die verwendeten Methoden, die zur Analyse angewendet wurden. Desweiteren werden die untersuchten Klimasimulationen und Referenzdaten erläutert.

## 2. Methoden und Material

### 2.1 Das ESCiMo-Projekt

Für die Analyse des hydrologischen Zyklus wurden Chemie-Klimamodellsimulationen verwendet, die im Zusammenhang mit dem „Earth System Chemistry Intergrated Modelling (ESCiMo)“ – Projekt durchgeführt wurden. Das Projekt wurde durch das „MESSy Konsortium“ realisiert und wird unterstützt durch die DFG-Forschergruppe SHARP (Stratospheric Change and its Role in Climate Prediction) und der internationalen IGAC/SPARC Chemie-Klimamodell Initiative (CCMI). Die Simulationen wurden entwickelt, um das Verständnis für Prozesse die in der Atmosphäre stattfinden, zu verbessern und um aktuelle wissenschaftliche Fragestellungen zu beantworten (*DLR 2015 // DKRZ 2015*). Chemie-Klimamodelle sind empfänglicher für kurzfristige Veränderungen wie Veränderungen im CO<sub>2</sub> Ausstoß und daher entscheidend für die Qualität aktueller Klimamodelle (*Jöckel et al. 2015, S.2*). Wie sich die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre und die damit verbundenen Auswirkungen auf den hydrologischen Zyklus im 21. Jahrhundert verändern ist essentiell, um mögliche Anpassungsmaßnahmen vorzunehmen oder Vermeidungsstrategien zu entwickeln. Das Konsortium entwickelt daher unterschiedliche Klimasimulationen, die unter verschiedenen Rahmenbedingungen bzw. mit veränderten Parametrisierungen erstellt wurden (*DLR 2015*). Im Folgenden wird daher der Aufbau des EMAC Modells vorgestellt und die in dieser Masterarbeit behandelten Simulationen.

### 2.2 Das EMAC-Modell

Das ECHAM/MESSy Atmospheric Chemistry (EMAC)-Modell ist ein atmosphärisches Zirkulationsmodell, das als Klimamodell chemische und dynamische Effekte in der Atmosphäre miteinander verbindet. Die Modellstruktur umfasst verschiedene Submodelle, die jeweils verschiedene Prozesse in der Troposphäre, der mittleren Atmosphäre und Wechselwirkungen zwischen der Atmosphäre und den Landmassen bzw. den Ozeanen beschreiben. Zudem werden anthropogene Einflüsse wie der CO<sub>2</sub>-Ausstoß in den Modellen mit einbezogen (*Jöckel et al. 2015, S.8*). Als Grundantriebsmodell wird derzeit die fünfte Generation des atmosphärischen Zirkulationsmodells ECHAM5 (European Center **HAM**burg) verwendet (*Roeckner et al. 2006, S.2f*). Dieses wird mittels dem Modular Submodel System (MESSy) mit den anderen Teilmodellen verknüpft. Dadurch besteht die Möglichkeit, das EMAC-Modell mit verschiedenen Konfigurationen und Einstellungen zu verwenden. Durch dieses Baukastenprinzip ist eine hohe Flexibilität gewährleistet, wodurch das EMAC-Modell an die entsprechenden wissenschaftlichen Anforderungen

angepasst werden kann (*DLR 2015*).

Die in dieser Arbeit verwendeten Simulationen besitzen alle eine horizontale Auflösung von  $2.8^\circ$  mal  $2.8^\circ$  in Länge und Breite. Die sehr hohe vertikale Auflösung von 90 Schichten von der untersten Schicht bei ca. 1013 hPa bis auf ein Druckniveau von 0.01 hPa (ca. 80 km) dient beispielsweise dazu, die advektiven Transportprozesse mit der Höhe genauer abzubilden und steile Übergänge in Gradienten besser darzustellen. Die im Modell berechneten Zeitschritte betragen 720 Sekunden (*Jöckel et al. 2006, S.5069f // Jöckel et al. 2015, S.3f*).

Um ein Modell dazu zu bringen, in realistischer Weise den Zustand der Atmosphäre darzustellen, besteht die Möglichkeit, ein Modell zu „nudgen“. Das Nudgen, oder auch die „Newtonian Relaxation“, ist eine Form der Assimilierung von Daten, die dynamische Variablen an vorgegebenen Daten wie z.B. Beobachtungs- oder Reanalysedaten anpasst, um somit den Zustand der Atmosphäre an einem Zeitpunkt oder über einen Zeitraum in realistischem Maß abbildet (*UKCA 2015*).

Bei einigen EMAC-Modellsimulationen wurde daher ein Nudging der Parameter Temperatur, des Bodendrucks der Parameter der Vorticity bzw. Verwirbelung und der Divergenz, die die atmosphärischen Windverhältnisse darstellen und somit entscheidend für Strömungen und Wetterlagen sind, durchgeführt (*Jöckel et al. 2006, S.5068 // UKCA 2015*). Zudem werden die Meeresoberflächentemperaturen aus verschiedenen Datensätzen vorgeschrieben. Sie stehen daher nicht in Wechselwirkung mit der Umwelt bzw. den anderen hydrologischen Variablen. Das Nudging wurde jedoch nur in der freien Troposphäre durchgeführt, d.h. die fluiddynamische Grenzschicht (boundary Layer), welche in EMAC die drei untersten Schichten umfasst sowie die stratosphärische mittlere Atmosphäre ab 10 hPa sind dabei unbeeinflusst bzw. freilaufend (*Jöckel et al. 2015, S.4*).

Als Datengrundlage dienen Beobachtungsdaten des „Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage“ (EZMW). Bei dem hierbei verwendeten ERA-Interim Datensatz handelt es sich um einen Reanalysedatensatz. Bei diesem Datensatz wurden die Beobachtungen mit verschiedenen Methoden der Assimilation berechnet. Dabei wurden auch die unterschiedlichen Genauigkeiten der Daten berücksichtigt. Eine spezielle Anpassungsmethodik und Reanalysetechnik der Daten erlaubt es somit einen globalen Datensatz zu Verfügung zu stellen (ERA-Interim), der die atmosphärischen Verhältnisse realistisch wiedergibt (*Dee et al. 2011*). Im Gegensatz zu hydrologischen Zyklus in ERA-Interim ist der hydrologische Zyklus in den EMAC-Simulationen freilaufend.



## 2.3 Die Modellsimulationen

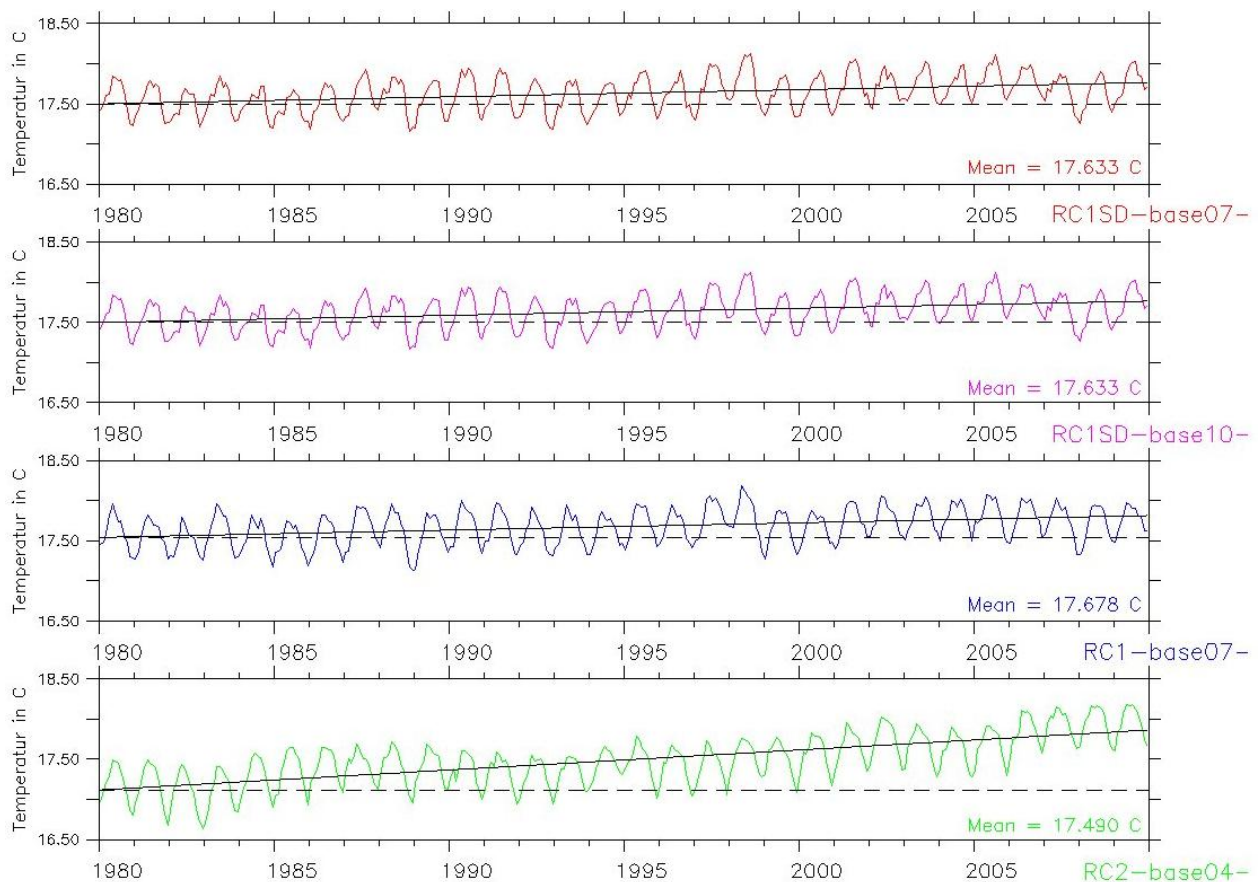
Tabelle 1 zeigt die Simulationen, deren hydrologischer Zyklus in dieser Arbeit untersucht wurde.

**Tabelle 1:** Verwendete Simulationen von ESCiMo

	<b>Referenz-simulation</b>	<b>Wasseroberflächen-temperatur [SST]</b>	<b>Zeitraum</b>	<b>Nudging</b>
<b>RC1SD-base07</b>	Hindcast+ SD	ERA-Interim	1979 - 2013	Bodendruck, Vorticity, Divergenz und zonale Mitteltemperatur
<b>RC1SD-base10</b>	Hindcast+ SD	ERA-Interim	1979 - 2013	Bodendruck, Vorticity und Divergenz
<b>RC1-base07</b>	Hindcast	HadiSST1 Beobachtung	1950 - 2011	-
<b>RC2-base04</b>	Hindcast+ Projection	HadGEM2-ES Modell	1950 - 2100	-

Hierbei handelt es sich um drei verschiedene Arten von Simulationen. Sogenannte "freilaufende Hindcast-Simulationen" (RC1) im Zeitraum von 1950 bis 2011, Hindcast Simulationen mit „specified dynamics“ (RC1SD) und eine Simulation mit Wasseroberflächentemperaturen aus einem Ozeanmodell von 1950 bis 2100 (RC2) (Zukunftssimulation). Wie zu erkennen ist, laufen die Simulationen somit über unterschiedliche Zeiträume. Für die Untersuchung in dieser Arbeit ist es aber notwendig, gleiche Zeiträume miteinander zu vergleichen. Es wurde daher der sich in allen Simulationen überschneidende Zeitraum von 1980 bis 2010 gewählt. Für diesen Zeitraum liegen die frühesten Reanalysedaten von ERA-Interim vor, mit denen die Simulationen parallel dazu verglichen werden sollen (*Dee et al. 2011, S. 553 // Jöckel et al. 2015, S.4*).

Wie in Tabelle 1 zu erkennen ist, unterscheiden sich die beiden Nudging-Simulationen demnach nur in dem zusätzlichen Nudging der zonalen Mitteltemperatur des RC1SD-base07. Das Nudging der zonalen Mitteltemperatur dient hierbei dazu die Temperaturen, die in diesem Zeitraum herrschen, der Simulationen bestmöglich wiederzugeben. Wie sich die einzelnen global gemittelten Wassertemperaturen (SSTs) unterscheiden, zeigt Abbildung 5. Die in dieser Abbildung verwendete Farbuweisung der jeweiligen Simulation wird von nun an in allen folgenden Abbildungen beibehalten.



**Abbildung 5:** SSTs der unterschiedlichen Simulationen im Zeitraum 1980 bis 2010. Die durchgezogene schwarze Linie gibt jeweils den Trend in diesem Zeitraum an. Von oben nach unten: RC1SD-base07 (Rot) // RC1SD-base10 (Lila) // RC1-base07 (Blau) // RC2-base04 (Grün)

Die Wassertemperatur nimmt im globalen Mittel in allen Simulationen zu. Dies ist auf die globale Klimaerwärmung zurückzuführen. Neben der Trendlinie (schwarz) ist in Farbe der Jahresgang in der Temperatur der jeweiligen Simulation zu erkennen, die Aufschluss über die Variabilität gibt. Festzustellen ist, dass die Nudging Simulationen RC1SD-base07 und RC1SD-base10 den gleichen SST-Datensatz als Grundlage haben (ERA-Interim) und somit nahezu gleich sind. Die Oberflächentemperaturen über Land sind jedoch freilaufend.

Auch die SSTs der freilaufenden Hindcast Simulation RC1-base07 sind in Bezug auf die global gemittelte Wassertemperatur ähnlich, da der Datensatz ebenfalls aus in-situ Beobachtungen und zudem aus Satellitendaten zusammengesetzt wurde (*Rayner et al. 2003*). Die SST der RC2-base04 Simulation unterscheidet sich deutlich von den anderen, da sie aus einer Ozean-Atmosphären gekoppelten Simulation bezogen wurde. Sie besitzt anfangs die niedrigsten Werte, zeigt jedoch die größere Temperaturzunahme mit der Zeit. Weitere Informationen dazu finden sich in *Collins et al. 2011* und *Martin et al. 2011*.

Um ein ausgeglichenes Strahlungsbudget in den Simulationen an der TOA zu erreichen, wird

normalerweise eine Anpassung von Wolkenparametern vorgenommen, deren genaue Werte nicht bestimmbar sind. Dies ist in den hier verwendeten Nudging Simulationen nicht vorgenommen worden, wodurch Imbalancen an der TOA entstehen können. Eine dieser festgestellten Imbalancen und sein Einfluss auf den hydrologischen Zyklus, soll im weiteren Verlauf dieser Arbeit diskutiert werden.

In der folgenden Analyse sollen in erster Linie die hydrologischen Variablen der Evaporation, des Niederschlags, des Wasserdampfs, des Wolkenwassers- und Eis und die Wolkenbedeckung selbst untersucht werden. Für die Analyse des hydrologischen Zyklus wurden die einzelnen Variablen in Monatsmittel umgerechnet. Dies hat Vor- und Nachteile. So geht ein Teil der Informationen aus den Daten durch eine Mittellung verloren, jedoch sind Monatsmittel aufgrund ihres geringeren Datenvolumens besser zu handhaben. Zudem sind sie ausreichend für eine langfristige zeitliche Betrachtung wie sie hier vorgenommen wurde, da sowohl Jahresverläufe gut zu erkennen sind als auch globale Unterschiede zwischen den Simulationen deutlich werden.

## **2.4 Reanalysedatensatz ERA-interim**

Parallel zur Analyse des hydrologischen Zyklus der EMAC-Simulationen erfolgt ein Vergleich mit den hydrologischen Variablen des Reanalysedatensatz ERA-Interim. ERA-Interim stellt mit dem aus einem Vorhersagemodell und Beobachtungen gewonnenen und reanalysierten Datensatz ein realistisches Bild der Zustände in der Atmosphäre dar, an dem die Qualität der in dieser Arbeit untersuchten Simulationen gemessen werden soll. Dieser Datensatz ist der Nachfolger von ERA-40 des EZMW und in einigen Bereichen des hydrologischen Zyklus verbessert worden (*Dee et al. 2011, S.591*). Trotzdem ist die genaue Darstellung des Zyklus im Reanalysedatensatz immer noch eine große Herausforderung, da die Beobachtungen, aus denen der Reanalysedatensatz berechnet wird zum einen aus unterschiedlichen Quellen wie Satellitendaten, Messungen auf Schiffsrouten, Flugrouten oder Radiosonden gewonnen werden und zum anderen einige Parameter indirekt über andere Beobachtungen berechnet werden. So wird beispielsweise die Variable Niederschlag, neben Beobachtungen, aus Schätzungen von vorhandenen Messwerten der Feuchtigkeit und der Temperatur gewonnen (*Dee et al. 2011, S.565f*). Die Qualität hängt somit hierbei u.a. stark von angewendeten Assimilierungsmethoden ab (*Dee et al. 2011, S.578*). Eine starke Verbesserung brachte im Vergleich zum Vorgänger ERA-40 die Eingliederung von Daten einer Methode bei der Satelliten anhand der reflektierten Strahlung der Atmosphäre zurück in den Weltraum die von Niederschlag betroffenen Gebiete identifizieren (*Dee et al. 2011, S.591*). Trotzdem bergen sowohl die Interpolationsmethoden als auch die Umrechnung der einzelnen Messungsmethoden immer einen gewissen Grad an Unsicherheiten.

Da Informationen aus ERA-Interim bereits für das Nudging zweier EMAC-Simulationen verwendet wurden, liegt die Vermutung nahe, dass sich die hydrologischen Zyklen in den Eigenschaften der hydrologischen Variablen ähneln könnten.

## **2.5 Untersuchungswerkzeuge**

Die Klima-Simulationsdaten, die in dieser Arbeit untersucht wurden, wurden vom Klimadatenrechenzentrum in Hamburg (DKRZ) bezogen. Hintergrund ist das enorme Datenvolumen, welches nur auf Supercomputer gespeichert werden können.

### **2.5.1 Ferret - Data Visualization and Analysis**

Eine der Hauptwerkzeuge in dieser Untersuchung ist das Programm "Ferret" des "Pacific Marine Environmental Laboratory" (PMEL) (*NOAA/OAR/PMEL 2011*). Ferret eignet sich als Analyseprogramm gut für die Belange von Ozeanographen und Meteorologen, da es auf einfache Art und Weise ermöglicht, große Rasterdatensätze zu bearbeiten und zu visualisieren.

Die in dieser Arbeit erstellten Abbildungen und Plots, die Daten der Simulationen bzw. hydrologische Variablen beinhalten, wurden alle mithilfe dieses Programms bearbeitet und erstellt. Hierzu wurden zahlreiche Auswertungsskripte geschrieben. Ein Auszug der wichtigsten Skripte befindet sich im Anhang. Ferret bietet zudem die Möglichkeit, einfache mathematische Operationen innerhalb des Programms durchzuführen, wodurch durch einfache Modifikationen des eingelesenen Skriptes neue Ergebnisse und Abbildungen schnell verändert und dargestellt werden können.

### **2.5.2 CDO - Climate Data Operators**

Die "Climate Data Operators"(CDO) sind eine Auswertungssoftware, die für die Analyse der Variablen in dieser Arbeit verwendet wurde. Sie wurden vom Max-Planck-Institut für Meteorologie entwickelt und bestehen aus einer Sammlung von Kommandozeilenbefehlen die es ermöglichen, Klimadaten zu analysieren und zu verändern. Es gibt über 600 dieser Befehle, wobei allerdings nur wenige in dieser Arbeit zum Einsatz kommen. So kamen die CDO-Befehle beispielsweise bei der Berechnung der Monatsmittel im Jahresverlauf, der Trendbereinigung oder den Korrelationen zwischen den Simulationen zum Einsatz. Die Dokumentation über die wichtigsten Befehle findet sich auf sogenannten "Reference Cards" (*MPI-M 2013*).

## **2.6 Statistische Auswertungsmethoden**

### **2.6.1 Varianz**

Bei der zeitlichen Varianz werden die Werte im Raum global gemittelt und von einem Zeitschritt

(Monat) zum nächsten mit einem globalen Mittelwert über die Zeit verrechnet. Hieraus berechnet sich die Varianz jedes Zeitschritts im zeitlichen Verlauf. Diese Methode ist hier ein Maß für die Jahreszeitlichen Schwankungen, die innerhalb eines Modells auftreten können. Je höher die Amplituden im Jahreszeitlichen Verlauf, desto weiter liegen die Werte vom Mittelwert entfernt und desto höher ist die zeitliche Varianz.

$$s^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$$

Ein anderes Maß für die Abweichung ist die Standardabweichung. Sie berechnet sich aus der Wurzel der Varianz und kann als Einheit angegeben werden (hier in mm/Tag). Über diesen Wert werden die Schwankungen um den Mittelwert anschaulicher dargestellt.

$$s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \times \sum (x_i - \bar{x})^2}$$

### 2.6.2 Anomalien

Die Berechnung der Anomalien dient dazu ein Verständnis über die Prozesse zu gewinnen, die eine hydrologische Variable im zeitlichen Verlauf verändern. Dies können beispielsweise Einzelereignisse wie "El Nino" sein, die sich auf den Jahresgang der entsprechenden Variable auswirken. Für die Berechnung werden aus dem Datensatz der Variablen der Trend und der mittlere Jahresgang abgezogen. Die Anomaliekurven zeigen im zeitlichen Verlauf die positiven oder negativen Abweichungen in den einzelnen Jahren vom normalen Jahresgang.

### 2.6.3 Korrelationen

Um einen Eindruck darüber zu gewinnen, wie die einzelnen hydrologischen Variablen im zeitlichen Verlauf in den Simulationen und ERA-Interim ähneln, werden dieser über die Korrelation nach Pearson miteinander korreliert. Bei der Berechnung handelt es sich um eine flächengewichtete Korrelation.

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}$$

Bei der zeitlichen Korrelation wurden die global gemittelten Werte mit ERA korreliert. Um die Korrelationen auch global abzubilden, wurde zudem eine Korrelation ohne globale Mittelung vorgenommen. Dadurch lassen sich die Korrelationen an jedem einzelnen Punkt im Raum betrachten.

#### 2.6.4 Signifikanztest

Der T- Test wurde in dieser Arbeit angewendet, um die Signifikanz des Unterschieds zweier gemessener Mittelwerte von zwei Stichproben zu berechnen. Der T- Test stellt in seinem Ergebnis dar, ob die Unterschiede der Mittelwerte zwischen zwei Variablen zufällig sind oder ob es bedeutsame bzw. systematische Unterschiede zwischen den zwei untersuchten Datensätzen gibt (*Rasch et al. 2010, S. 43f*). Hierbei werden die Mittelwerte und die Standardabweichungen zweier Datensätze nach folgender Formel bestimmt (*ncalculators.com 2011*):

$$t = \frac{\overline{x_1} - \overline{x_2}}{\sqrt{\frac{s_1^2}{N_1} + \frac{s_2^2}{N_2}}}$$

Mit:

x1 = Mittelwert des ersten Datensatzes

x2 = Mittelwert des zweiten Datensatzes

s1 = Standardabweichung des ersten Datensatzes

s2 = Standardabweichung des zweiten Datensatzes

n1 = Anzahl der Werte des ersten Datensatzes

n2 = Anzahl der Werte des zweiten Datensatzes

Der Betrag des T-Werts, der sich aus der Berechnung ergibt, wird anschließend mit einem Quantil der Studentischen Verteilung mit  $(n_1+n_2) - 2$  Freiheitsgraden verglichen. Die Signifikanzschwellen dieses Wertes  $\alpha$  (alpha) wurden auf 5% sowie in einer weiteren Berechnung auf 1% festgelegt (*Brandt 1981, S. 199*). Da es sich bei der folgenden Analyse des hydrologischen Zyklus um eine Analyse des Zeitraums 1980 bis 2010 handelt, konnte dieser Wert entsprechend der 360 Monate auf den Wert 1.971 (5%) und 2.600 (1%) bestimmt werden. Dieser Wert dient zur Bestimmung der Nullhypothese. Eine Ablehnung der Nullhypothese bedeutet, dass ein signifikanter Unterschied zwischen den beiden Datensätzen besteht und sich die Mittelwerte unterscheiden. Dies ist der Fall, sobald der ermittelte Wert T der beiden Datensätzen diesen Wert  $\alpha$  überschreitet. Bei Unterschreitung der beiden Schwellwerte kann die Nullhypothese nicht verworfen werden, d.h. es besteht kein signifikanter Unterschied (*Rasch et al. 2010, S. 43f*).

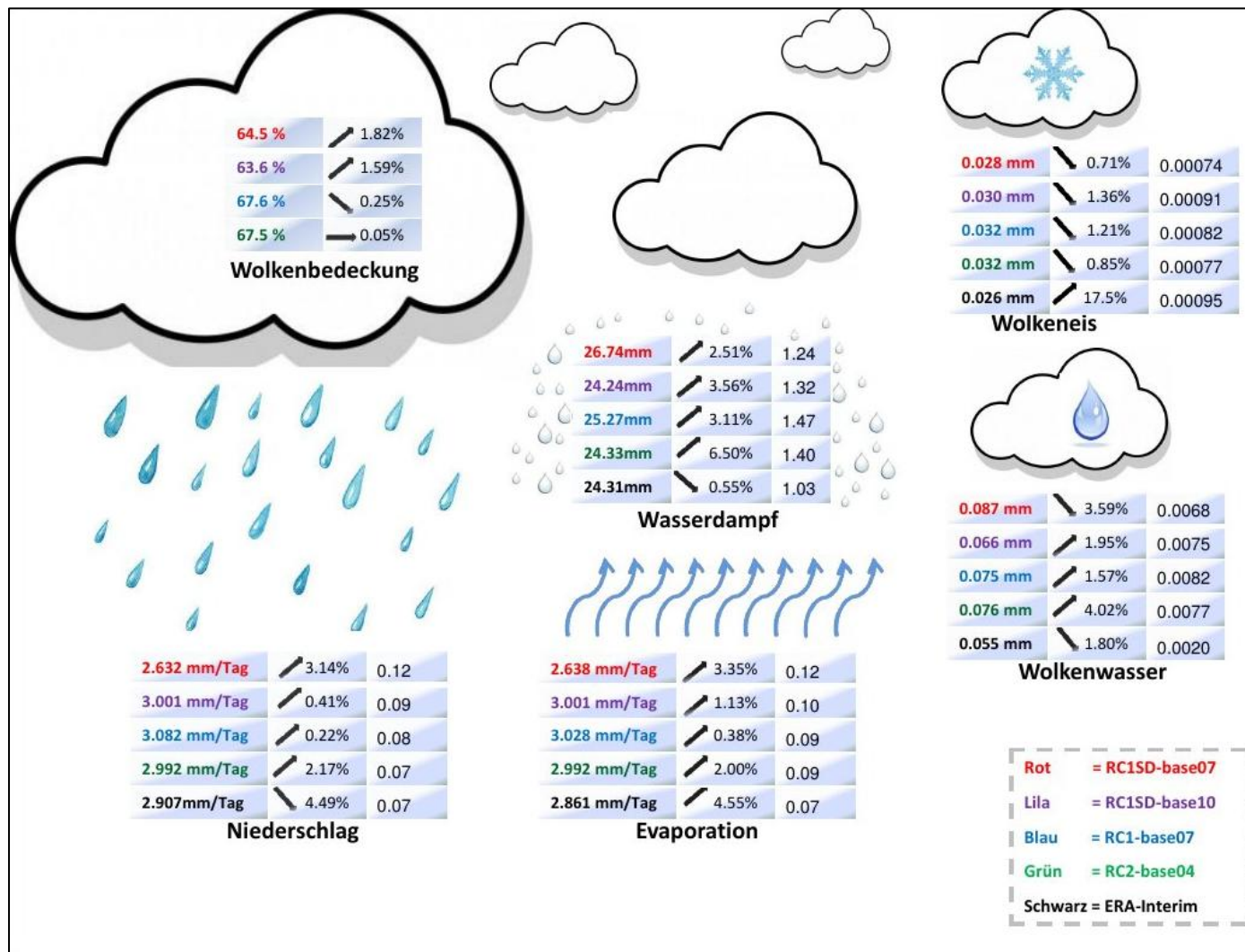
### 3. Ergebnisse und Diskussion

#### 3.1 Überblick und Analyse

Für die Analyse des hydrologischen Zyklus werden die hydrologischen Variablen der Evaporation (Verdunstung), des Niederschlags, des Wasserdampfs, des Wolkenwassers und Eises und der Wolkenbedeckungsgrad untersucht. Diese Variablen stehen aus vier verschiedenen Simulationen zur Verfügung (Tabelle 1). Bei der Auswertung wird die Veränderung des globalen Mittelwertes der hydrologischen Variablen im Zeitraum von 1980 bis 2010 betrachtet. Dadurch können Unterschiede und Zusammenhänge zwischen den Variablen und den Simulationen gezeigt werden, die sowohl im Jahresverlauf als auch über die gesamte Zeitperiode auftreten. Zudem sollen die Charakteristiken der einzelnen hydrologischen Zyklen herausgearbeitet werden und statistisch analysiert werden. Parallel dazu erfolgt ein Vergleich für jede Variable mit dem Reanalysedatensatz ERA-Interim, um die Qualität der Simulation abzuschätzen. Der zeitliche Korrelationskoeffizient gibt zudem ein Maß für den linearen Zusammenhang zwischen den vier Simulationen und ERA-Interim an. Da diverse Informationen aus ERA-Interim bereits für das Nudging zweier EMAC-Simulationen verwendet wurden, liegt die Vermutung nahe, dass sie sich auch in den Eigenschaften der hydrologischen Variablen ähneln könnten. Schließlich soll ein möglicher Einfluss des hydrologischen Zyklus auf den Strahlungshaushalt untersucht werden. So wurde in der RC1SD-base 07 Simulation ein negatives Strahlungsungleichgewicht an der TOA festgestellt. Die Ursachen dafür sollen daher anhand der Analyse der einzelnen Variablen und der anderen Simulationen untersucht werden sowie mit aktueller Literatur beschrieben werden.

Abbildung 6 zeigt nun die untersuchten Variablen des hydrologischen Zyklus in den vier verschiedenen Klimasimulationen und des ERA-Interim Datensatzes im Überblick. Diese Zahlen sollen einen Eindruck der Gesamtmenge der Variablen in der Atmosphäre geben. Bei den Werten in Farbe (zugeordnet nach der entsprechenden Simulation) handelt es sich um den global und zeitlich gemittelten Wert der Simulationen. Die schwarze Zahl und der Pfeil zeigen den Trend und die Richtung des Trends, den die Variable seit Beginn der 80iger Jahre bis zum Jahr 2010 aufweist. Die Zahl in der letzten Spalte (schwarz) gibt den Wert der Standardabweichung an.





**Abbildung 6:** Übersicht über die Unterschiede der global gemittelte Monatswerte im Zeitraum von 1980 bis 2010 der hydrologischen Variablen der Simulationen und ERA-Interim.

Auf den ersten Blick sind bereits deutliche Unterschiede zwischen den Simulationen den ERA-Interim Reanalysedaten zu erkennen. So unterscheidet sie sich manchmal im Trend der Variable. Dennoch ist insgesamt eine große Ähnlichkeit zu den Simulationen festzustellen. Hierbei ähnelt der Reanalysedatensatz mal mehr den Nudging Simulationen (rot/lila), aber auch in mehreren Variablen den freilaufenden Simulationen (blau/grün).

Bei mehreren hydrologischen Variablen weicht die Gesamtmenge des RC1SD-base07 (rot) von denen der anderen Simulationen ab. Die freilaufenden Simulationen dagegen scheinen sich auf den ersten Blick untereinander in mehreren Variablen zu ähneln. Das genaue Verhalten und die Zusammenhänge werden im weiteren Verlauf analysiert.

Bei der Analyse dieser Mittelwerte ergab der T-Test, dass sich die freilaufenden und die Nudging Simulationen in allen hydrologischen Variablen signifikant voneinander unterscheiden. Die Nullhypothese konnte für beide Schwellwerte eindeutig abgelehnt werden. Tabelle 2 zeigt nun, wie der Test innerhalb, d.h. zwischen den beiden Nudging Simulationen und zwischen den beiden freilaufenden, für die jeweilige Variable ausfällt.

**Tabelle 2:** T-Test zwischen den Mittelwerten der Nudging und der freilaufenden Simulationen in allen hydrologischen Variablen

<b>Signifikanzniveau 1 % <math>\alpha = 2.600</math> 5% <math>\alpha = 1.971</math></b>	<b>Mittelwert Evaporation (Betrag)</b>	<b>Mittelwert Niederschlag (Betrag)</b>	<b>Mittelwert Wasserdampf (Betrag)</b>	<b>Mittelwert Wolkenwasser (Betrag)</b>	<b>Mittelwert Wolkeneis (Betrag)</b>
<b>RC1SD-base07 ~ RC1SDbase10</b>	4.4	1.9	5.43	5.06	2.20
<b>RC1-base07 ~ RC2base04</b>	4,3	2.8	3.21	2.49	2.68

Für die Evaporation und Wasserdampf unterscheiden sich diese Simulationen signifikant (rot). Die Nullhypothese kann abgelehnt werden, da alle global gemittelten Werte über dem Wert des 5% und des 1% Signifikanzniveaus liegen. Beim RC1SD-base07 sorgt das Nudging der zonalen Mitteltemperatur für stark veränderte Bedingungen, wodurch sich die Simulation im Vergleich zum RC1SD-base10 in der Evaporation und besonders im Wasserdampf signifikant unterscheidet.

Im Falle des Niederschlags liegt der Wert zwischen dem RC1SD-base07 und dem RC1SD-base10 unter dem Wert des 5% Signifikanzniveaus (grün). Das Nudging des Bodendrucks und der Parameter der Verwirbelung (vorticity) und der Divergenz (divergence) scheint hierbei so maßgeblich zu sein, dass sich die Mittelwerte der beiden Datensätze nach Analyse des T-Test kaum unterscheiden, d.h. sie sind sich systematisch ähnlich.

Der T-Test der Variable Wolkenwasser zeigt, dass sich die freilaufenden Simulationen ähnlich sind. So unterschreitet der T-Wert aus der Berechnung des RC1-base07 und des RC2-base04 mit 2.49

immerhin das 1%ige Signifikanzniveau. Die Nudging Simulationen unterscheiden sich aufgrund des Nudgings der zonalen Mitteltemperatur jedoch stark. Die Nullhypothese kann eindeutig abgelehnt werden.

Bei der Betrachtung der Werte des T-Test in der Variable Wolkeneis ist festzustellen, dass sich sowohl die beiden Nudging Simulationen RC1SD-base07 und RC1SD-base10 sehr ähnlich sind, als auch die freilaufenden Simulationen. Jedoch unterschreiten nur die Nudging Simulationen das 1%ige Signifikanzniveau, wodurch die Nullhypothese nicht verworfen werden kann.

Ein weiterer wichtiger Baustein, um die Qualität einer Klimasimulation bezüglich des hydrologischen Zyklus zu überprüfen, ist es zu kontrollieren, ob das Modell in sich geschlossen ist. Das bedeutet, dass im langzeitlichen Mittel genauso viel Wasser in Form von Niederschlag das System Atmosphäre verlässt wie von der Oberfläche verdunstet. Tabelle 3 zeigt die Werte für Evaporation und Niederschlag in Millimeter pro Tag und die Differenz daraus.

**Tabelle 3:** Evaporations- und Niederschlagswerte der vier Simulationen und mit ERA -Interim global und zeitlich gemittelt.

	Differenz (N-E)	Prozentualer Unterschied (N-E)	Erneuerungsrate (Wasserdampf/Verdunstung)
<b>RC1SD-base07</b>	-0,006	- 0.22 %	10.1 Tage
<b>RC1SD-base10</b>	-0.010	- 0.33 %	8.1 Tage
<b>RC1-base07</b>	0.000	0.00 %	8.3 Tage
<b>RC2-base04</b>	-0.008	- 0.26 %	8.2 Tage
<b>ERA - Interim</b>	+ 0.046	+ 1,58 %	8.4 Tage

Man erkennt, dass in allen Simulationen der Kreislauf annähernd geschlossen ist. Dennoch verbleibt bei den Simulationen ein Überschuss in der Atmosphäre ( $N - E = \text{Niederschlag} - \text{Evaporation}$ ). Dieser Überschuss ist direkt auf die Zunahme der Werte in anderen hydrologischen Variablen wie dem Wasserdampf, der in allen Simulation ansteigt, zurückzuführen. Die Erneuerungsrate berechnet sich aus dem Quotienten des Wasserdampfs in der Atmosphäre und der. Die niedrige Erneuerungsrate im RC1SD-base07 ist auf seinen hohen Wasserdampfgehalt bei einer relativ geringe Verdunstung zurückzuführen.

Einige hydrologische Variablen haben zudem einen signifikanten Einfluss auf den Strahlungshaushalt in der Atmosphäre. Im Gleichgewicht muss die Erde die Strahlungsleistung in den Weltraum abstrahlen, die sie netto erhält. Im Saldo gilt also, dass die langwellige Ausstrahlung der Erde (LW) die kurzwellige Einstrahlung (SW) der Sonne kompensieren muss. Tabelle 4 zeigt die Strahlungsbilanz der vier Simulationen an der TOA.

**Tabelle 4:** Strahlungsbilanz der vier Simulationen an der TOA

	<b>SW (W/m<sup>2</sup>)</b>	<b>LW (W/m<sup>2</sup>)</b>	<b>NETTO (W/m<sup>2</sup>)</b>	
<b>RC1SD-base07</b>	+ 230.4	- 237.7	<b>- 7.4</b>	Netto
	+ 287.9	- 261.9	+ 25.9	Clear Sky
	- 57.5	+ 24.2	- 33.3	Wolken
<b>RC1SD-base10</b>	+ 236.1	- 234.0	<b>+ 2.0</b>	Netto
	+ 287.6	- 261.1	+ 26.5	Clear Sky
	- 51.5	+ 27.1	- 24.4	Wolken
<b>RC1-base07</b>	+ 231.1	- 232.8	<b>- 1.7</b>	Netto
	+ 287.8	- 262.0	+ 25.7	Clear Sky
	- 56.6	+ 29.2	- 27.4	Wolken
<b>RC2-base04</b>	+ 230.6	- 232.1	<b>- 1.5</b>	Netto
	+ 287.8	- 261.4	+ 26.4	Clear Sky
	- 57.2	+ 29.3	- 27.9	Wolken

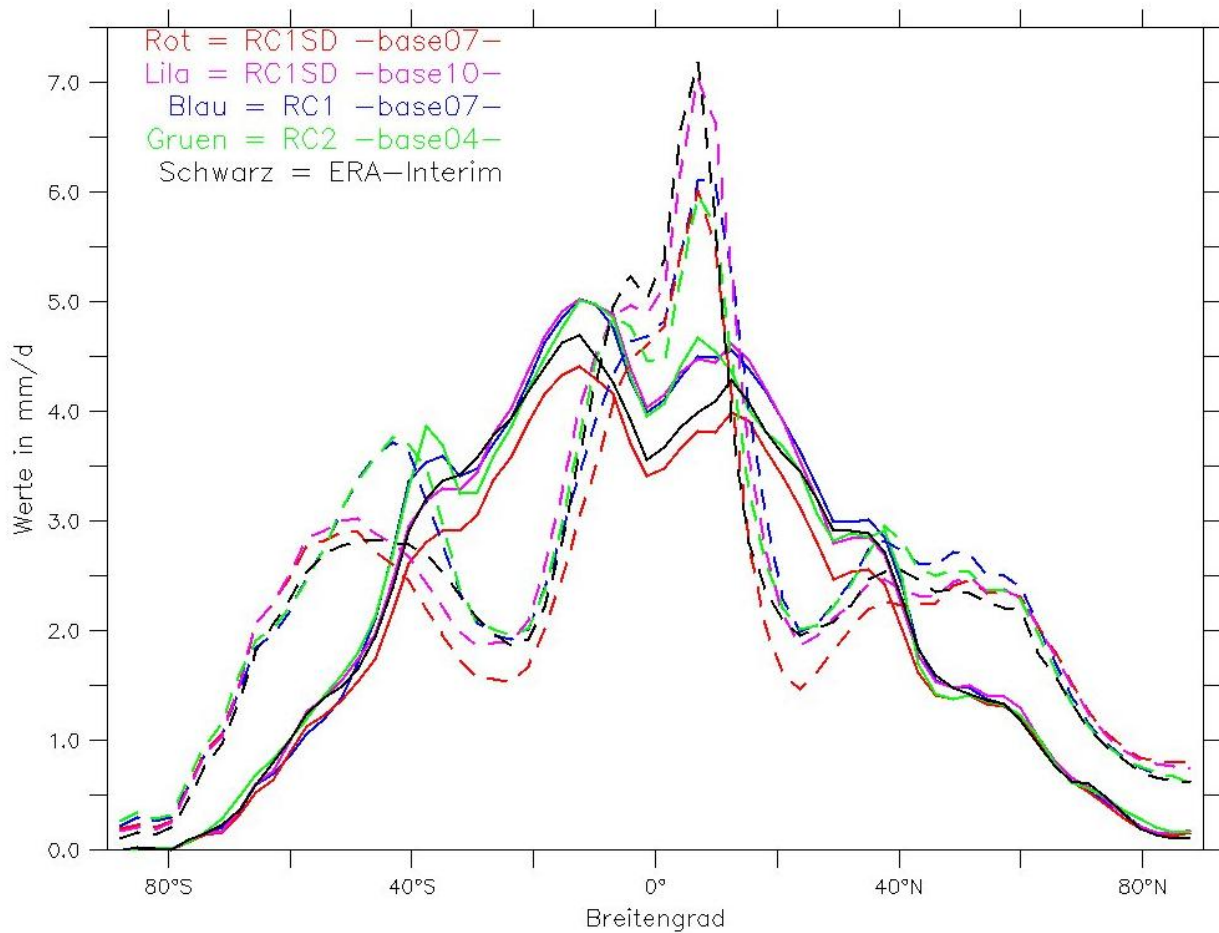
Bis auf den RC1SD-base07 sind alle Simulationen in der Nettostrahlungsbilanz mit  $+2\text{W/m}^2$  annähernd ausgeglichen. Bei der Betrachtung der Werte ist jedoch eine Imbalanz im RC1SD-base07 im Strahlungshaushalt festzustellen. Das "Clear Sky-Forcing" beinhaltet bereits alle Albedoeffekte der Erdoberfläche sowie die Strahlungsrückkopplung aller Treibhausgase inklusive der Variable Wasserdampf. Das "Clear Sky-Forcing" unterscheidet sich aber in den Simulationen praktisch nicht. Die Imbalanz ist daher auf die Strahlungswirkung der Wolken zurückzuführen. Im weiteren Verlauf sollen daher die relevanten hydrologischen Variablen in ihren Wirkungen auf den Strahlungshaushalt analysiert werden, um zu versuchen, die Imbalanz im RC1SD-base07 zu begründen.

Zunächst werden jedoch die einzelnen Variablen in ihren Zusammenhängen und Verhalten untersucht. Die Parametrisierung und die Randbedingungen der verschiedenen Klimasimulationen wirken sich unterschiedlich auf die Variablen des hydrologischen Zyklus aus. Im Folgenden werden daher die Unterschiede, die sich in den einzelnen hydrologischen Variablen zwischen den Simulationen ergeben, untersucht.

## 3.2 Evaporation und Niederschlag

### 3.2.1 Jahresmittel, Jahresverläufe und Varianzen

In Kapitel 1 wurde erläutert, wie Evaporation und Niederschlag über den Strahlungshaushalt gesteuert werden (Abbildung 3). Wie sich Evaporation und Niederschlag in den untersuchten Simulationen verhalten, zeigt Abbildung 7, in der die Variablen zeitlich gemittelt in zonaler Betrachtung dargestellt werden.

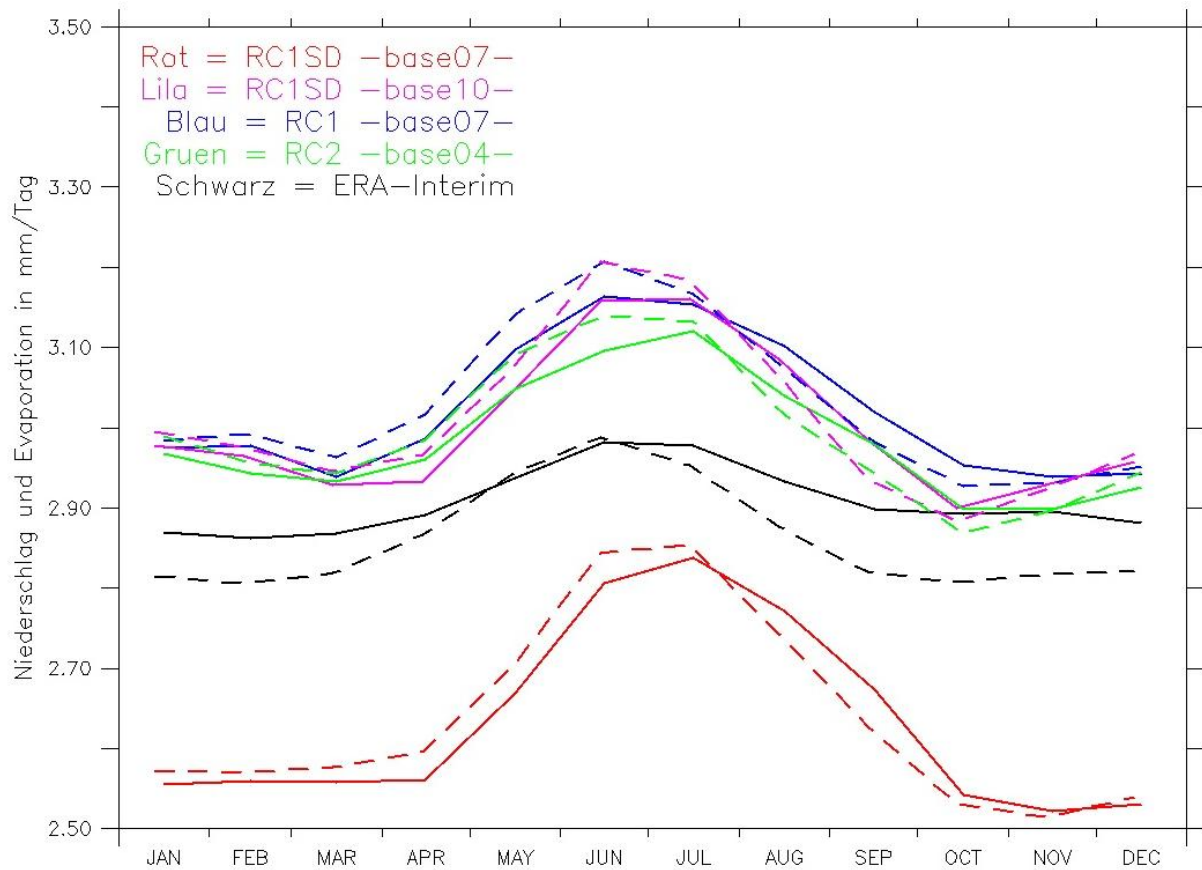


**Abbildung 7:** Evaporation und Niederschlag zeitlich gemittelt in zonaler Darstellung

Die durchgezogenen Linien zeigen die Evaporationswerte der jeweiligen Simulation, während die gestichelten die Niederschlagswerte darstellen. Man erkennt, dass sich Evaporation und Niederschlag insgesamt betrachtet wie in Abbildung 3 verhalten. So nimmt im Mittel der Wert der Evaporation von der Polarregion bis zu ihrem Maximum in den wolkenfreien Subtropen stetig zu sowie am Äquator ab, aufgrund des hohen Bedeckungsgrades. Hier befindet sich die Region mit den durchschnittlich höchsten Niederschlägen. Unterschiede im Detail ergeben sich zwischen den Simulationen jedoch sowohl im Niederschlag als auch in der Evaporation. So zeigen die Nudging Simulationen im Niederschlag bei 40°S und 20°N deutlich geringere Werte, während sie im RC1SD-base10 (lila) am Äquator im Vergleich zu den anderen Simulationen deutlich höher sind. In der Betrachtung ist schwer festzustellen, ob die Werte der freilaufenden Simulationen oder der Nudging Simulationen im Durchschnitt näher zum Reanalyse Datensatz ERA-Interim (schwarz) liegen. Bei der Betrachtung der Evaporation fallen vor allem die deutlich geringeren Werte des RC1SD-base07 auf, die global betrachtet unter den anderen Simulationen und auch unter ERA-Interim liegen.

Diese geringeren Werte zeigen sich auch im mittleren Jahresgang. Hierbei werden die Unterschiede zwischen den freilaufenden, den Nudging Simulationen und zu ERA-Interim besonders deutlich.

Abbildung 8 zeigt die Evaporation und den Niederschlag im global gemittelten Jahresverlauf. Die höchsten Werte der beiden Variablen werden im Nordsommer zwischen Juni und Juli erreicht. Mit Ausnahme von ERA folgt der Niederschlag dem Anstieg der Evaporation im Jahresverlauf. Drei Simulationen scheinen Evaporation und Niederschlag im Vergleich zu ERA-Interim zu überschätzen. Beim RC1SD-base07 ist das Gegenteil der Fall.



**Abbildung 8:** Mittlerer Jahresgang der Variablen Evaporation und Niederschlag.

Diese Unterschätzung der Evaporations- und Niederschlagswerte des RC1SD-base07, welche auch über die Betrachtung der Werte in Abbildung 6 deutlich wird, ist auf das Nudging der zonalen Mitteltemperatur zurückzuführen, da die Simulation im Vergleich zu der des RC1SD-base10 nur in dieser einen Komponente verändert wurde.

Der RC1SD-base07 hat im Vergleich zu den anderen Simulationen im Mittel die höchste Temperatur. (Tabelle 5). Um den Einfluss auf die Evaporation zu beurteilen, muss der Temperaturgradient zwischen Boden/Ozean und der untersten atmosphärischen Schicht untersucht werden. Näherungsweise lässt sich bestimmen: Je größer die Abnahme der Temperaturen mit der Höhe, desto größer sind die Bodenflüsse, d.h. mehr Verdunstung kann potenziell stattfinden.

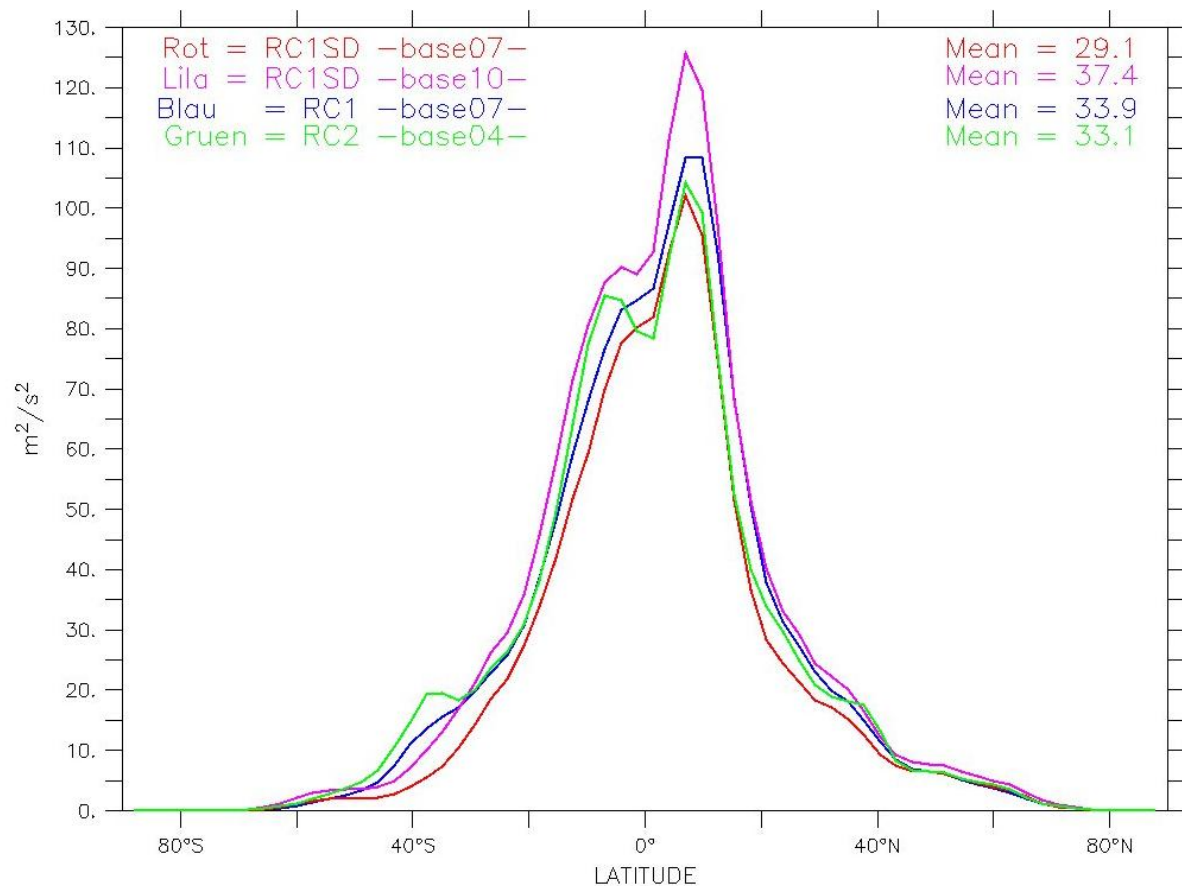


**Tabelle 5:** Global gemittelte Temperaturen der vier Simulationen

<b>Temperatur</b>	<b>Global gemittelte Temperatur - Unterste Schicht (~1000 hPa)</b>	<b>Global gemittelte Wasserober- flächentemperatur</b>	<b>Differenz unterste Schicht &lt;-&gt; Oberfläche</b>
<b>RC1SD- base07</b>	15.34 °C	17.63 °C	- 2.29
<b>RC1SD- base10</b>	15.11 °C	17.63 °C	- 2.52
<b>RC1-base07</b>	14.89 °C	17.67 °C	- 2.78
<b>RC2-base04</b>	13.31 °C	17.49 °C	- 4.18

Zu erkennen ist, dass der RC1SD-base07 die geringste Differenz aufweist. Das verändert die statische Stabilität der untersten Grenzschicht sodass die Schichtung relativ stabiler ist. Potenzielle vertikale Austauschprozesse werden dadurch vermindert und somit verringert sich auch der Wert der Evaporation.

Das Nudging der Temperatur verändert zudem den Temperaturgradienten mit der Höhe zu einer potenziell stabileren Schichtung, die Konvektionsereignisse verhindert. In Folge dessen finden auch weniger konvektive Niederschlagsereignisse statt. Verdeutlicht wird dies in der Abbildung, die die potenziell zu Konvektion zur Verfügung stehende Energie zeitlich und zonal gemittelt darstellt (Abbildung 9).

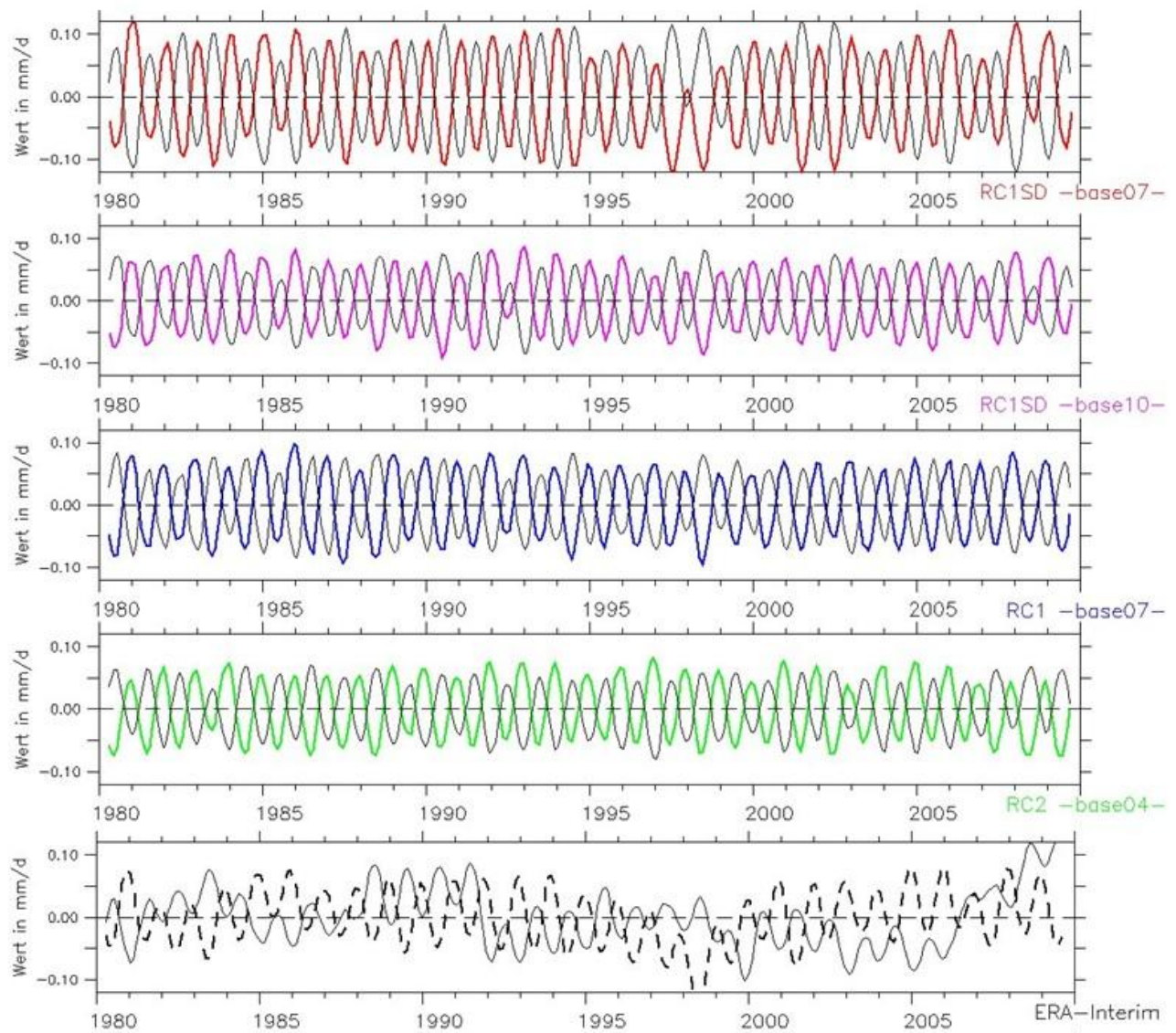


**Abbildung 9:** Potenzielle zur Konvektion zur Verfügung stehende Energie zeitlich gemittelt in zonaler Darstellung.

Zu erkennen ist, dass die zur Konvektion zur Verfügung stehende Energie im RC1SD-base07 im Mittel deutlich am geringsten ist. Die höhere Temperatur im RC1SD-base07 hat demnach auch einen verminderten Einfluss auf den Konvektivniederschlag.

Abbildung 10 zeigt nun die trendbereinigten Jahresverläufe der vier Simulationen und ERA für die Evaporation (Farbe - ERA schwarz gestrichelt) und dem Niederschlag (schwarz). Man erkennt, dass die Amplituden der freilaufenden Simulationen vor allem im Vergleich zum RC1SD-base07 deutlich geringer sind. Das Nudging der verschiedenen Parameter scheint demnach zu einer größeren Schwankungsbreite der beiden Variablen im jahreszeitlichen Verlauf zu führen. Hierbei hat das Nudging der zonalen Mitteltemperatur entscheidenden Anteil, wie man im Unterschied mit der RC1SD-base10 Simulation erkennen kann. Der zeitliche Verlauf von ERA-Interim dagegen zeigt im eine geringere Amplitude als die Simulationen. Dies zeigt sich auch in den geringeren Standardabweichungen (Abbildung UNSER). Gut zu erkennen ist ebenfalls, dass die Maxima und Minima von Evaporation und Niederschlag z.T. zeitverschoben eintreten.





**Abbildung 10:** Evaporation (Farbe) und Niederschlag (Schwarz) global gemittelt im zeitlichen Verlauf. Der Trend wurde abgezogen. Die Darstellung wurde mit Hilfe eines gleitenden Mittelwerts über sechs Monate geglättet.

Die höheren Amplituden, die in der Evaporation und im Niederschlag im RC1SD-base07 festgestellt wurden, führen also dazu, dass die Abweichungen vom globalen Mittelwert größer ausfallen als in den freilaufenden Simulationen. Somit ist auch die Varianz in dieser Simulation am größten. Die Werte bewegen sich damit global gemittelt, im Vergleich zu den anderen Simulationen und ERA, weiter entfernt vom Mittelwert und weisen daher global betrachtet größere Schwankungen auf. ERA-Interim weist den geringsten Wert der Varianz auf. Dies zeigt sich auch an den höheren Werten der zeitlichen Varianz und der Standardabweichung in Tabelle 6 und 7.

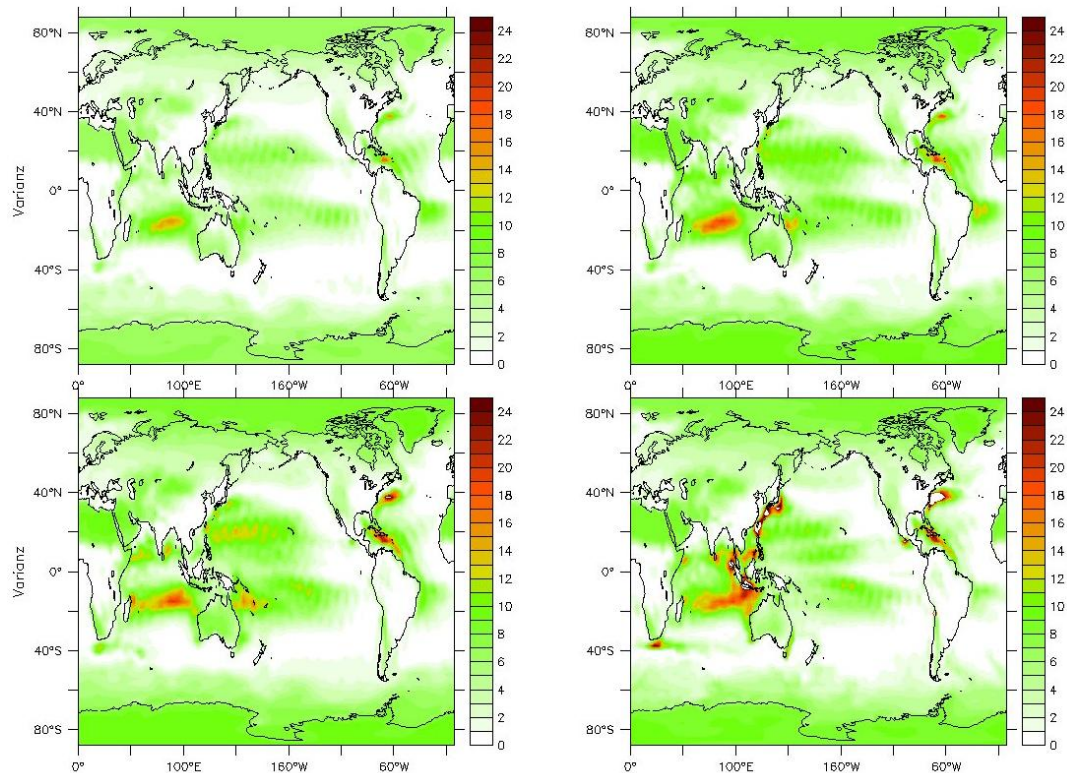
**Tabelle 6:** Varianz und Standardabweichung für die Variable Evaporation

Evaporation	Zeitliche Varianz Evaporation	Standardabweichung
<b>RC1SD-base07</b>	0.014	0.12 mm/Tag
<b>RC1SD-base10</b>	0.011	0.10 mm/Tag
<b>RC1-base07</b>	0.009	0.09 mm/Tag
<b>RC2-base04</b>	0.008	0.09 mm/Tag
<b>ERA-Interim</b>	0.006	0.07 mm/Tag

**Tabelle 7:** Varianz und Standardabweichung für die Variable Niederschlag

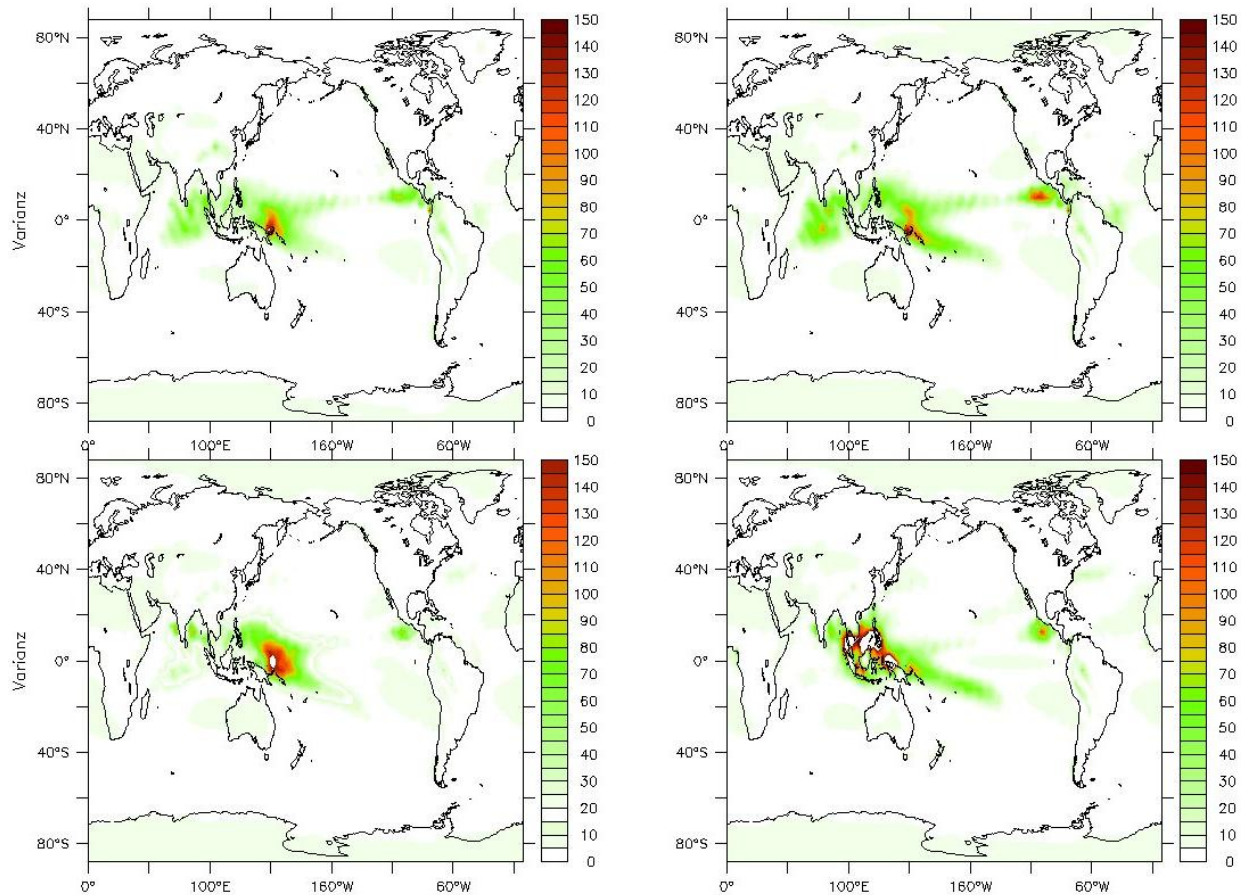
Niederschlag	Zeitliche Varianz Niederschlag	Standardabweichung
<b>RC1SD-base07</b>	0.015	0.12 mm/Tag
<b>RC1SD-base10</b>	0.009	0.09 mm/Tag
<b>RC1-base07</b>	0.008	0.08 mm/Tag
<b>RC2-base04</b>	0.006	0.07 mm/Tag
<b>ERA-Interim</b>	0.005	0.07 mm/Tag

Abbildung 11 und 12 stellen nun die räumliche Verteilung der Varianz der Evaporation und des Niederschlags dar. In Abbildung 11 ist gut zu erkennen, dass sich die Zentren der größten Varianz zwischen den Simulationen in der Evaporation bis auf den RC2-base04 kaum unterscheiden. So zeigen sich vor allem im südostasiatischen Bereich erhöhte Werte der Varianz. Das liegt daran, dass die SST im RC2-base04 aus einer Ozean-Atmosphären gekoppelten Simulation bezogen wurde.



**Abbildung 11:** Varianz der Evaporation in globaler Darstellung; RC1SD-base07 (oben links), RC1SD-base10 (oben rechts), RC1-base07 (unten links) und RC2-base04 (unten rechts).

Auch die Varianz des Niederschlages in dieser Simulation zeigt deutliche Muster, die sich von den anderen Simulationen unterscheiden (Abbildung 12). So findet sich hier die größte räumliche Variabilität nicht nordöstlich von Papua-Neuguinea, sondern im gesamten Bereich um Indonesien und die Philippinen.



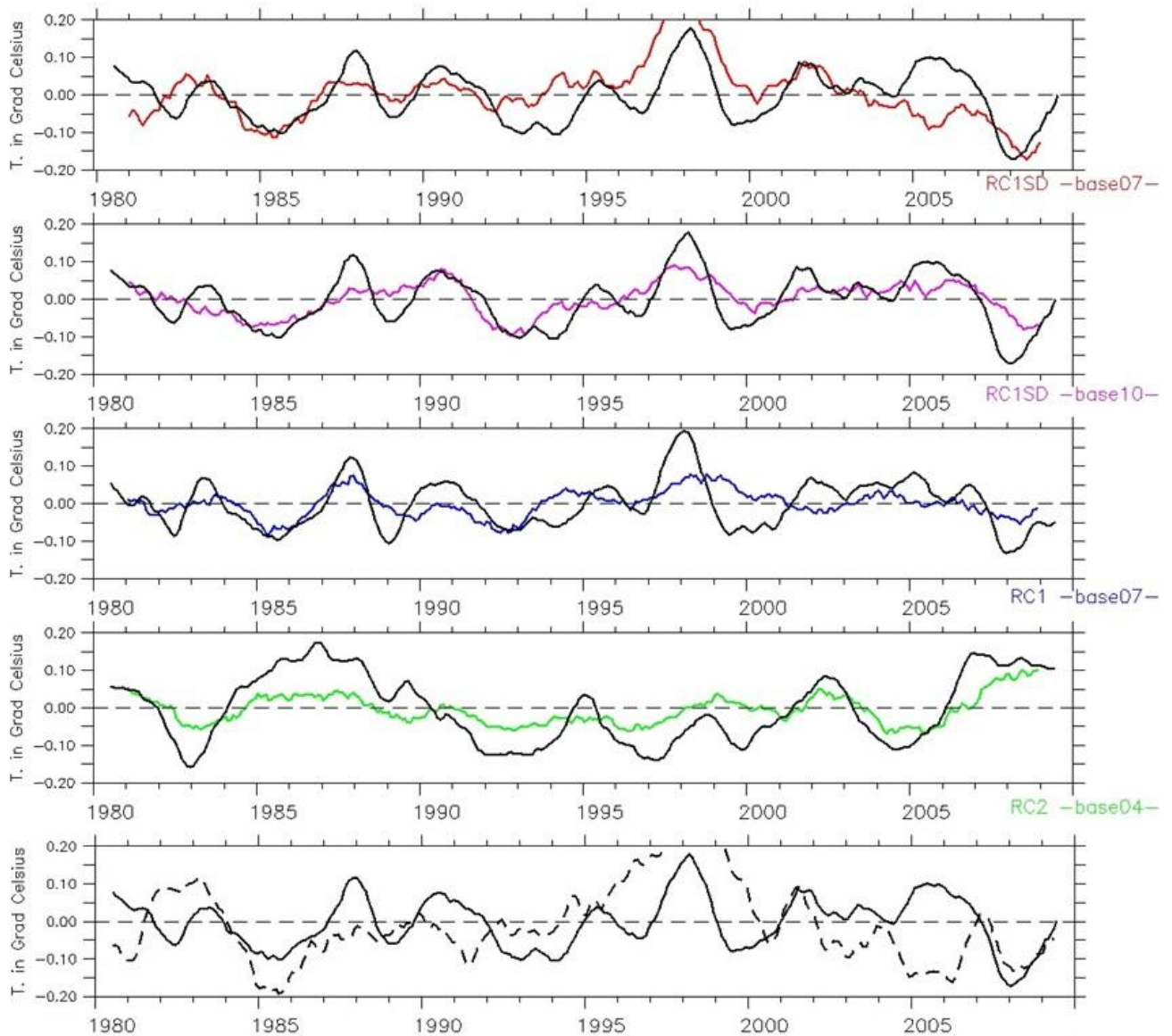
**Abbildung 12:** Varianz des Niederschlages in globaler Darstellung; RC1SD-base07 (oben links), RC1SD-base10 (oben rechts), RC1-base07 (unten links) und RC2-base04 (unten links).

### 3.2.2 Anomalien und Zusammenhänge

Generell sind Veränderungen im Evaporationsverhalten und somit auch im Niederschlag stark an die herrschenden Temperaturen, im Speziellen an die Wasseroberflächentemperaturen (SST), gekoppelt. Wie bereits festgestellt, steigen über den untersuchten Zeitraum in allen vier Simulationen die SSTs und somit auch die Evaporationswerte an (Abbildung 6). Um die Kopplung zwischen Temperaturanomalien und Evaporationsanomalien anschaulich darzustellen, stellt Abbildung 13 die Anomalien, die sich im betrachteten Zeitraum ergeben, dar. Die Evaporation beinhaltet hierbei bereits das globale Mittel über den Komponenten Land, Wasser und Eis. Festzustellen ist, dass Anomalien der Temperatur (Schwarz) wie Maxima und Minima größtenteils den Veränderungen in der Anomalie der Evaporation (Farbe) entsprechen, auch wenn der Zusammenhang nicht immer



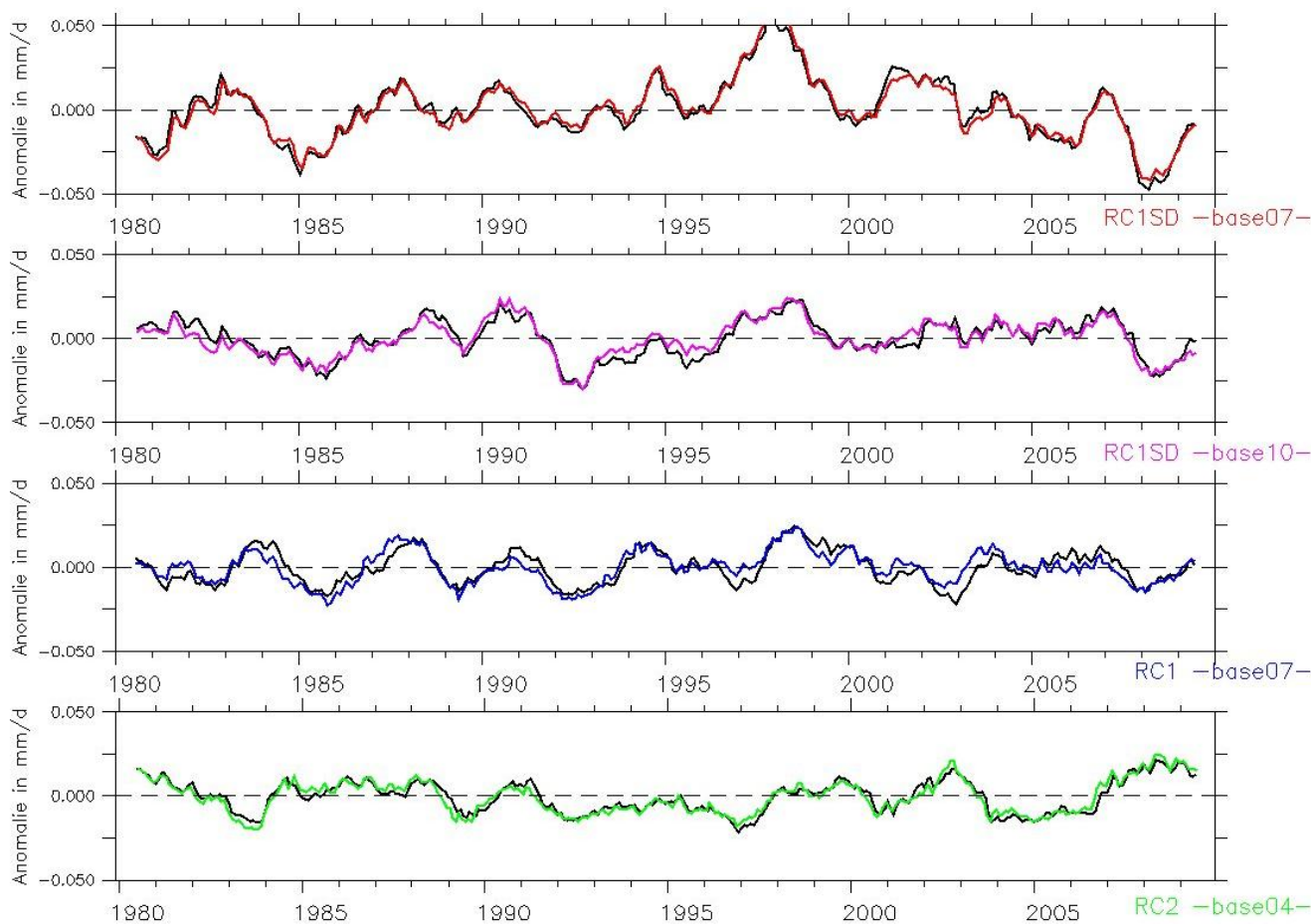
perfekt ist. Auffällig sind ebenfalls die Verläufe der Kurven um die Jahre 1982/83 und 1997/98. Hier fanden starke El Nino Ereignisse statt, was sich auch in den Anomalien der SST und der Evaporation abbildet.



**Abbildung 13:** Global gemittelte Evaporationsanomalien (Striche in Farbe) mit Anomalien der SSTs (Striche in Schwarz) im zeitlichen Verlauf. Der mittlere Jahresgang und der Trend wurden abgezogen. Die Darstellung wurde mit Hilfe eines gleitenden Mittelwerts über zwölf Monate geglättet. Die Evaporationswerte wurden invertiert und mit dem Wert 5 skaliert.

Zwischen den Simulationen ist festzustellen, dass aufgrund der gleichen bzw. ähnlichen Beobachtungsdatensätze für die Wassertemperatur der Simulationen RC1SD-base07, RC1SD-base10, RC1-base07 und ERA-Interim die Anomaliekurven dieser Simulationen sehr ähnlich verlaufen. Der RC2-base04 besitzt die SST aus einem Ozeanmodell, was daher auch in einem veränderten Muster der Anomalien resultiert.

Wie sich Abweichungen in der Evaporation und im Niederschlag im zeitlichen Verlauf verhalten, lässt sich ebenfalls gut anhand der jeweiligen Anomalien zeigen (Abbildung 14). Zu erkennen ist, dass positive und negative Anomalien der Evaporation (Farbe) unmittelbar mit einer gleichstarken Zunahme bzw. Abnahme des Niederschlags (Schwarz) verlaufen. Dies verdeutlicht das enge Zusammenspiel beider Variablen. Die höheren Amplituden der Anomalien, die im Verlauf des RC1SD-base07 im Vergleich zu den anderen Simulationen zu erkennen sind, geben erneut Rückschlüsse auf die höhere Variabilität.



**Abbildung 14:** Global gemittelte Evaporationsanomalien (Farbe) mit Niederschlagsanomalien (Schwarz) im zeitlichen Verlauf. Der mittlere Jahresgang und der Trend wurden abgezogen. Die Darstellung wurde mit Hilfe eines gleitenden Mittelwerts über zwölf Monate geglättet. Die negativen Werte der Evaporation wurden invertiert.

### 3.2.3 Korrelationen mit ERA-Interim

Um einen Eindruck darüber zu gewinnen, wie ähnlich die Simulationen im zeitlichen Verlauf im Vergleich sind, werden die Simulationen mit dem Reanalysedatensatz ERA-Interim (ERA) korreliert.

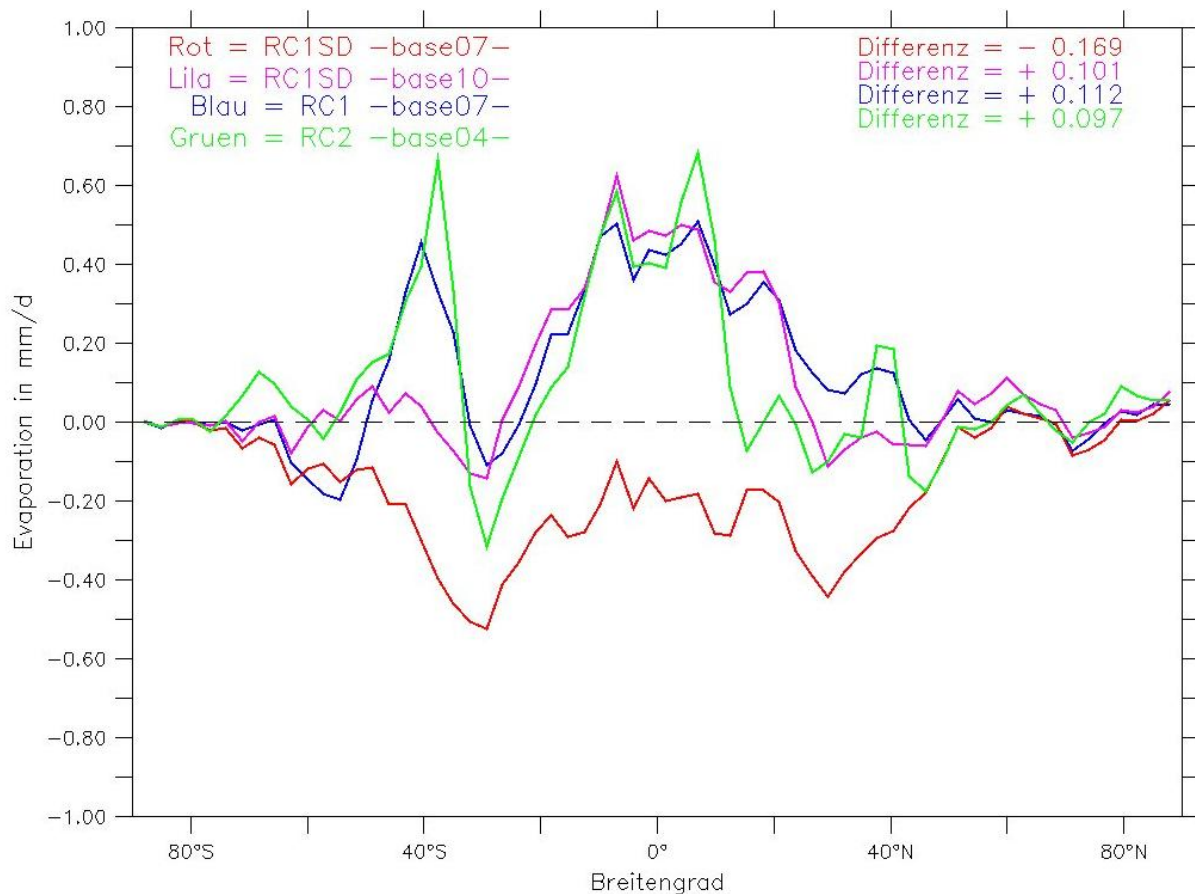
Bei der zeitlichen Korrelation wurden die Werte eines Zeitpunkts global gemittelt und anschließend über die Zeit mit ERA korreliert. Tabelle 8 zeigt wesentliche Unterschiede und Korrelationen für die

Variable Evaporation, die sich zwischen den Simulationen und beim Vergleich mit ERA ergeben.

**Tabelle 8:** Korrelationswerte mit ERA für die Variable Evaporation

Evaporation	Unterschied zu ERA (%)	Korrelationskoeffizient
<b>RC1SD-base07</b>	- 7.7 %	0.92
<b>RC1SD-base10</b>	+ 5.2 %	0.92
<b>RC1-base07</b>	+ 5.8 %	0.87
<b>RC2-base04</b>	+ 4.6 %	0.82

Bei den zeitlich gemittelten Globalwerten fällt auf (Abbildung 6), dass die RC2-base04 Simulation prozentual betrachtet die geringsten Abweichungen von ERA besitzt. Bei der Betrachtung einer Grafik, die die Differenz zwischen den Simulationen und ERA im zeitlichen Mittel darstellt, wird aber klar, dass die Werte hier (grüne Kurve) zonal aber deutlich stärker variieren (Abbildung 15).

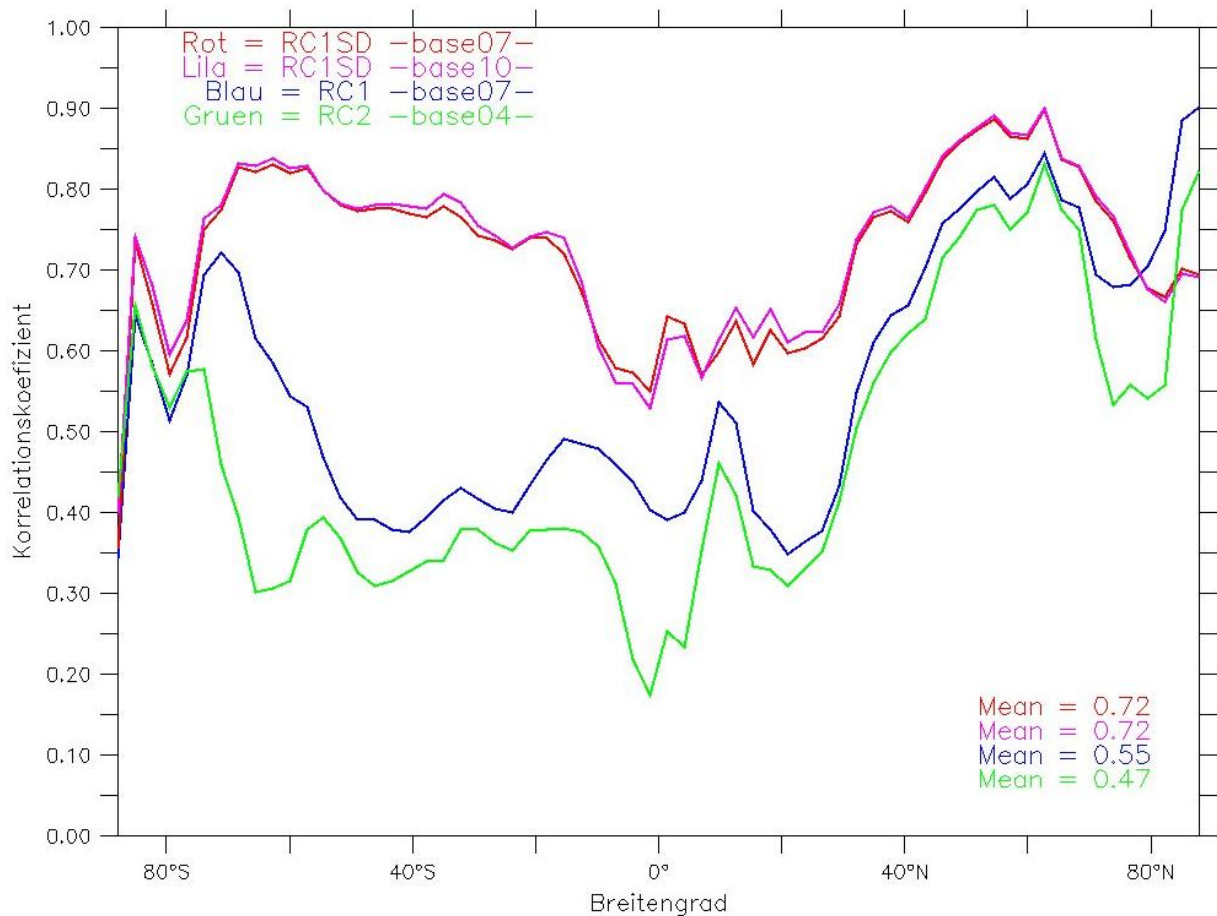


**Abbildung 15:** Zeitlich gemittelte Differenz der Simulationen minus ERA-Interim der Variable Evaporation in zonaler Darstellung. Positive Werte in der Differenz implizieren einen Überschuss in der Evaporation im Vergleich zu ERA.

Festzustellen ist, dass der RC1SD-base07 als einzige Simulation eine geringere Verdunstungsrate besitzt, während die anderen Simulationen diese überschätzen. Das Nudging der zonalen Mitteltemperatur führt somit auch im Vergleich zu den Beobachtungen zu geringeren

Evaporationswerten.

Dennoch zeigt der RC1SD-base07 zusammen mit dem RC1SD-base10 die höchsten Korrelationswerte. Abbildung 16 zeigt die Korrelation der Simulationen, in der Evaporation mit ERA-Interim in zonaler Darstellung. Gut zu erkennen ist, dass die Nudging Simulationen global betrachtet konstant hohe positive Korrelationen aufweisen. Die freilaufenden Simulationen haben dagegen vor allem auf der Südhalbkugel größere Unterschiede zu ERA. Auf der Nordhalbkugel sind die Unterschiede jedoch nicht so ausgeprägt.



**Abbildung 16:** Korrelation der Evaporation der Simulationen mit ERA in zonaler Darstellung

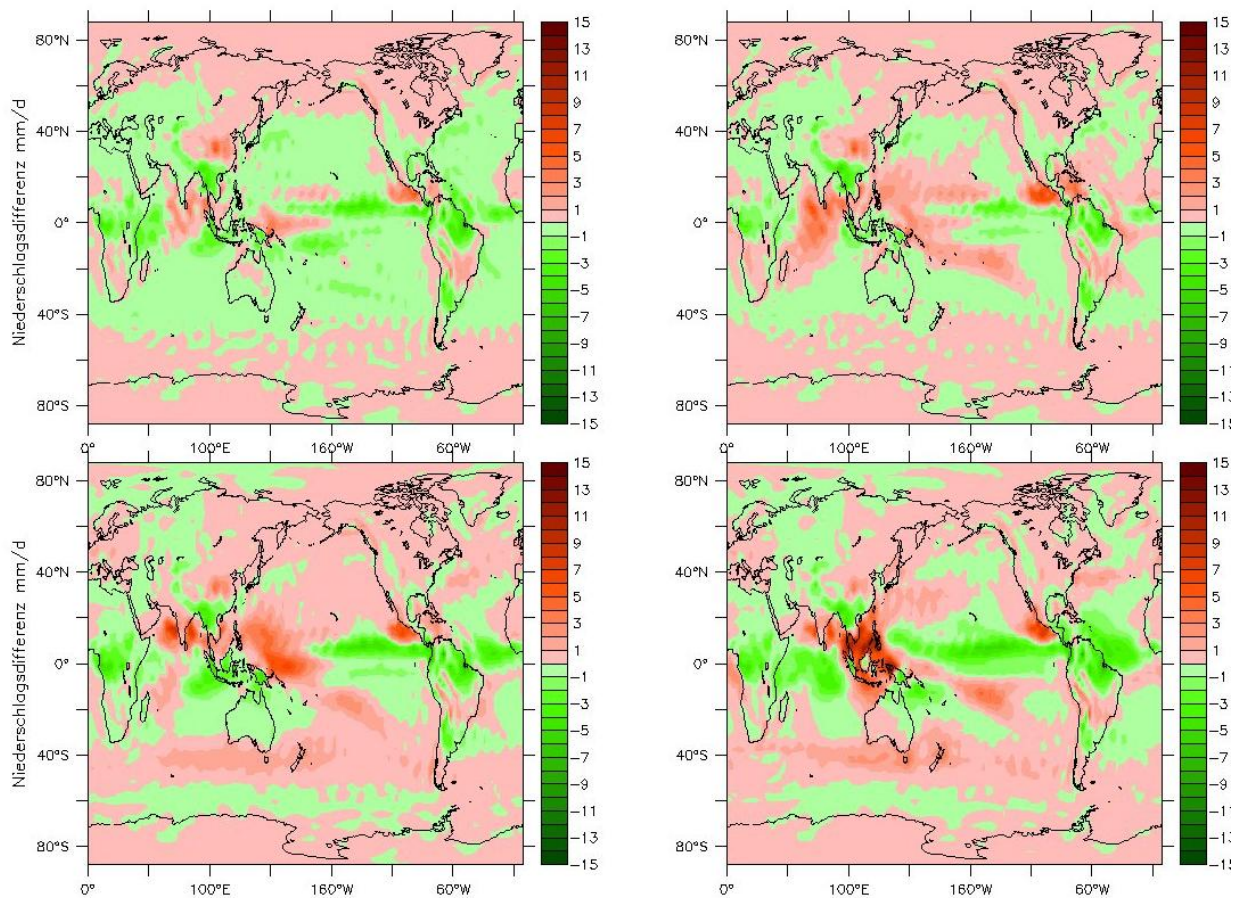
Tabelle 9 zeigt nun die Unterschiede und Korrelationen für die Variable Niederschlag, die sich beim Vergleich mit ERA ergeben.

**Tabelle 9:** Korrelationswerte mit ERA für die Variable Niederschlag

Niederschlag	Unterschied zu ERA (%)	Korrelationskoeffizient
RC1SD-base07	- 9.4 %	0.75
RC1SD-base10	+ 3.2 %	0.74
RC1-base07	+ 3.9 %	0.64
RC2-base04	+ 2.6 %	0.57



Bei der Variable Niederschlag zeigt sich ein ähnliches Bild, wie bereits bei der Evaporation erläutert (Abbildung 17). Im RC1SD-base07 werden die Niederschläge deutlich unterschätzt, während sie in den anderen Simulationen nur geringfügig überschätzt werden. Prozentual betrachtet weist der RC2-base04 erneut die geringsten Abweichungen auf. Ein Blick auf die globalen Differenzen zwischen den Simulationen und ERA zeigt allerdings, dass diese in der RC2-base04 Simulation (rechts unten) erneut am stärksten sind. Der RC1SD-base07 zeigt flächenhaft die geringsten Abweichungen von ERA-Interim.

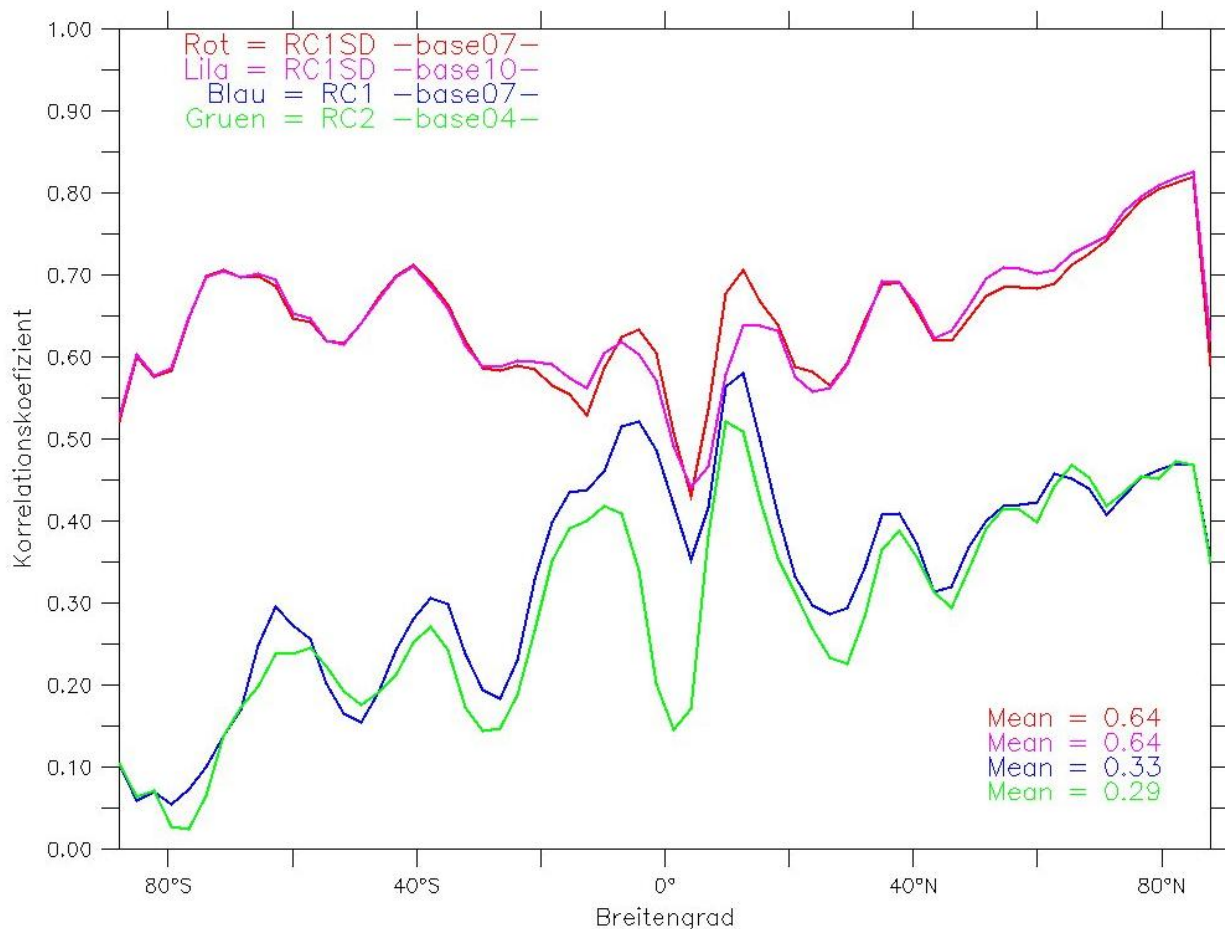


**Abbildung 17:** Differenz der Simulationen minus ERA der Variable Niederschlag zeitlich gemittelt in globaler Darstellung. Rote Farbe impliziert zu viel Niederschlag in den Simulationen; RC1SD-base07(oben links), RC1SD-base10(oben rechts), RC1-base07(unten links) und RC2-base04(unten rechts).

Die höchsten Korrelationen zeigen sich erneut bei den Nudging Simulationen. Trotz der Schwierigkeiten, Niederschläge in einem Modell korrekt zu simulieren, zeigen sich hier noch relativ gute Korrelationswerte mit ERA. Da der Unterschied in der Höhe der Korrelation zwischen dem RC1SD-base07 und der RC1SD-base10 Simulation zu ERA zonal betrachtet (Abbildung 18) nur gering ist, hat bei diesen beiden Variablen das Nudging des Bodendrucks, der Verwirbelung (Vorticity) und der Divergenz (divergence) einen entscheidenden Einfluss. Die Korrelationswerte der freilaufenden Simulationen fallen wiederum auf der Südhalbkugel relativ niedrig aus. Auffällig in



Abbildung 18 ist die deutlich geringere Korrelation am Äquator mit einem folgenden starken Anstieg auf der Nordhalbkugel. Dieser Unterschied deutet vermutlich auf eine systematische Verschiebung des Niederschlagsregimes in allen Simulationen im Vergleich zu ERA hin.



**Abbildung 18:** Zeitliche Korrelation des Niederschlags der Simulationen mit ERA in zonaler Darstellung.

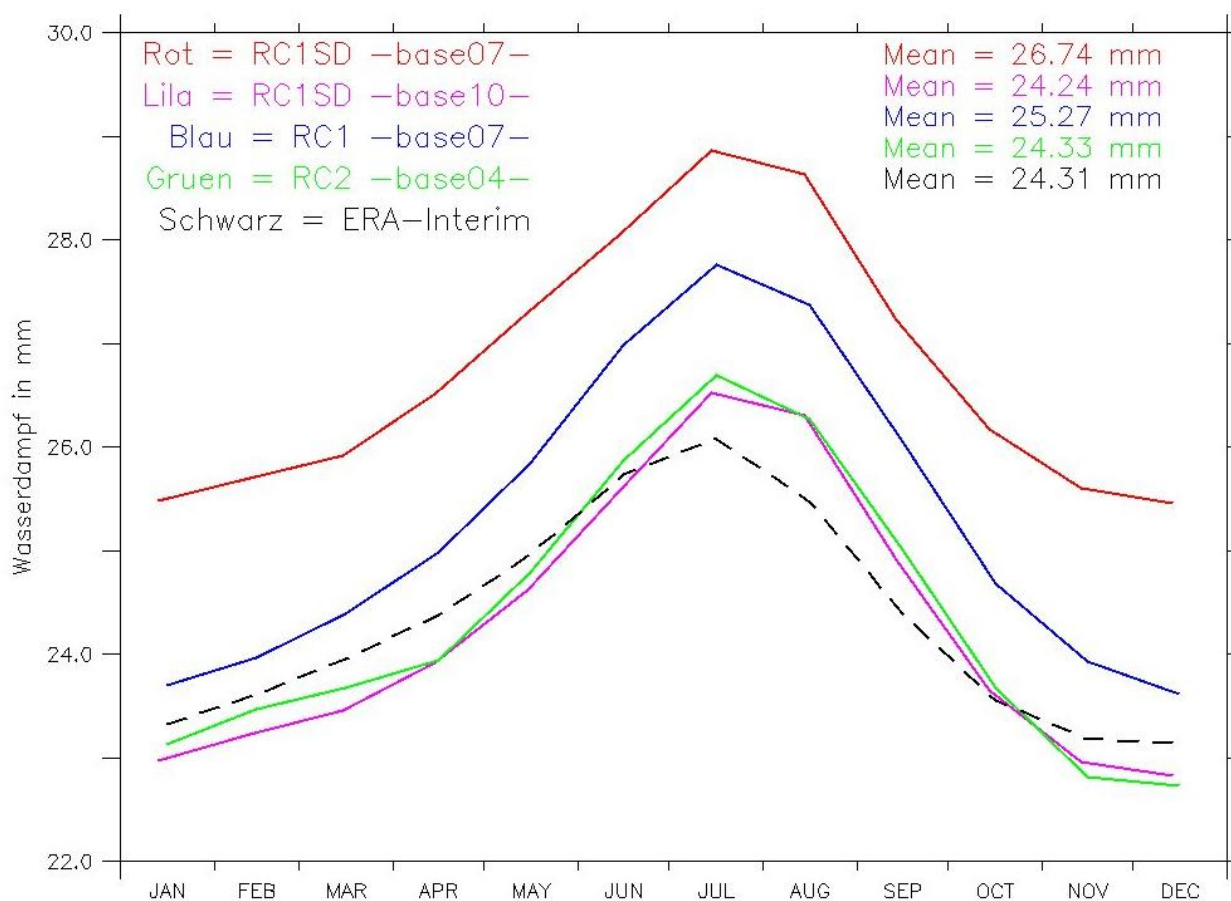
## 3.2 Wasserdampf

### 3.2.1 Jahresmittel, Jahresverläufe und Varianzen

Wasser kann in drei verschiedenen Zuständen in der Atmosphäre existieren und temporär verbleiben. Diese drei Zustände sind der gasförmige, der flüssige und der feste. In den EMAC-Simulationen wurden diese Zustände in drei verschiedene Variablen aufgeteilt und können daher separat berechnet werden. Zur Bestimmung der Veränderungen dieser drei Variablen wurden diese vertikal integriert, um jeweils die Gesamtmenge des Wassers in der Atmosphäre auf einer horizontalen Ebene zu haben. Der Wasserdampf, also der gasförmige Zustand, stellt hierbei global gemittelt den größten Anteil dieser drei Zustände dar (Abbildung 6).

Abbildung 19 zeigt nun, wie sich die Variable des Wasserdampfes bei den Simulationen und bei

ERA-Interim global gemittelt im Jahresverlauf verhält. Deutlich zu sehen ist, dass der Wasserdampf im RC1SD-base07 im Vergleich zu den anderen Simulationen ganzjährig die höchsten Werte annimmt. Beim Vergleich mit ERA-Interim besitzt er allerdings, wie auch die anderen Simulationen, mehr Wasserdampf im globalen Mittel. Bei Betrachtung der absoluten Menge ist der RC2-base04, neben dem RC1SD-base10, erneut ERA-Interim am nächsten. Festzustellen ist weiterhin, dass die Wasserdampfmaxima im Nordsommer zwischen Juni und August erreicht werden d.h. in dem Zeitraum, in dem auch die höchsten Evaporationswerte zu finden sind. Bei ERA-Interim setzt die Abnahme der Wasserdampfkonzentration im Sommer früher ein, wodurch der Jahresgang flacher verläuft.



**Abbildung 19:** Mittlerer Jahresgang der Variable Wasserdampf.

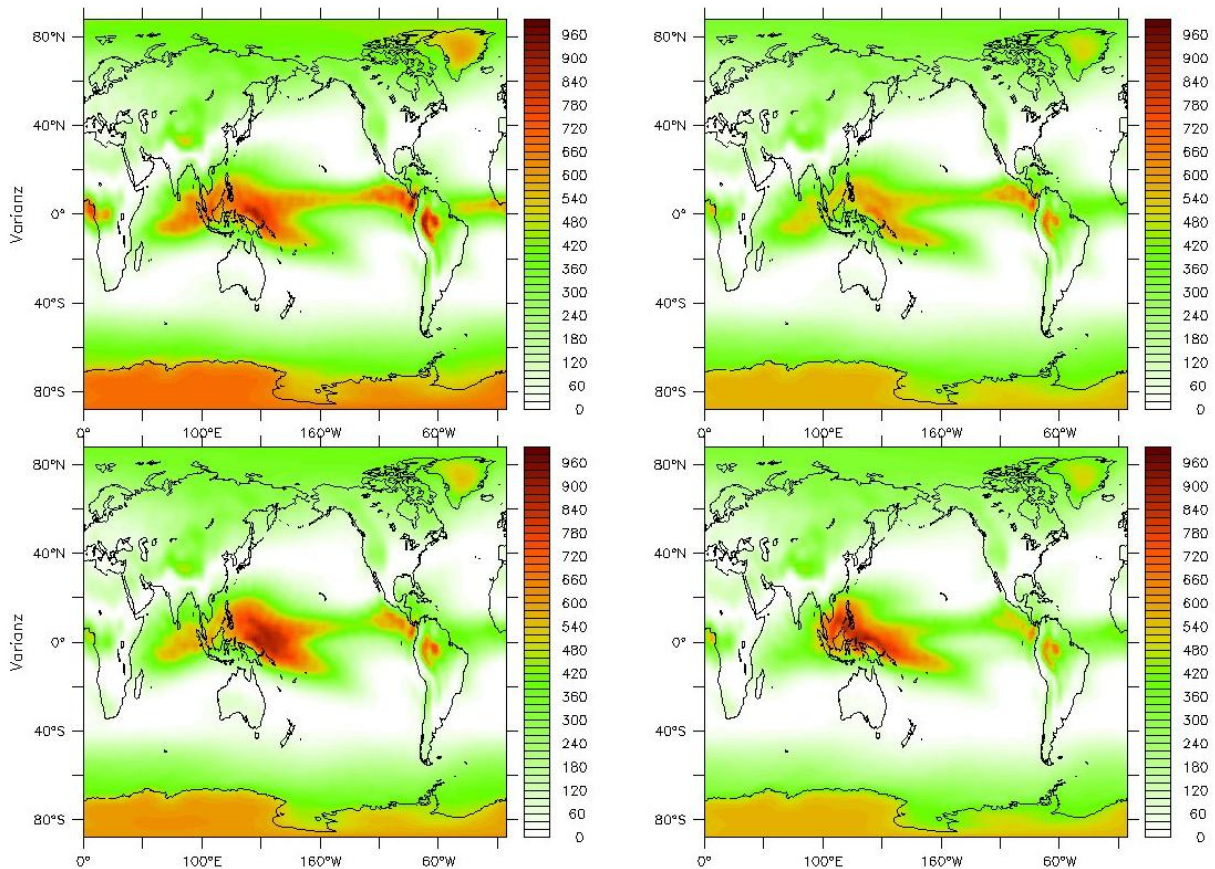
Um einen Eindruck über die Schwankungsbreite der Wasserdampfkonzentration im Jahresverlauf zu bekommen, zeigt Tabelle 10 die Werte der Varianz des global gemittelten und vertikal integrierten Wasserdampfes im zeitlichen Verlauf.

**Tabelle 10:** Varianz und Standardabweichung für die Variable Wasserdampf

<b>Wasserdampf</b>	<b>Zeitl. Varianz Wasserdampf</b>	<b>Standardabweichung</b>
<b>RC1SD-base07</b>	1.5	1.24 mm
<b>RC1SD-base10</b>	1.7	1.32 mm
<b>RC1-base07</b>	2.2	1.47 mm
<b>RC2-base04</b>	2.0	1.40 mm

Zu erkennen ist, dass die Varianzen des globalen Mittelwertes der Nudging Simulationen kleiner sind als die zeitlichen Varianzen der Freilaufenden. ERA-Interim nimmt einen um ein Drittel geringeren Varianzwert als die Nudging Simulationen an. Das Nudging bewirkt somit, dass die Wasserdampfkonzentration im zeitlichen Verlauf geringeren Schwankungen unterliegt. Das Nudging der zonalen Mitteltemperatur bewirkt eine zusätzliche Verringerung der Varianz und der Standardabweichung.

Abbildung 20 zeigt, dass die Varianz in globaler Darstellung besonders im RC1SD-base07 hoch ist. Dies ist auf die großen Unterschiede in den Wasserdampfmengen zwischen Äquator und der Polregion zurückzuführen, die durch das Nudging der zonalen Mitteltemperatur bedingt sind. Im Verhältnis zu den anderen Simulationen ist daher im RC1SD-base07 die Wasserdampfmenge am Äquator absolut höher sowie im Verhältnis zu den Polen. Dadurch nimmt die räumliche Diskrepanz zu, was bedeutet, dass eine resultierende Erhöhung des globalen Mittelwerts im Verhältnis zu den relativ geringen Wasserdampfanstieg an den Polen nicht Schritt hält. Trotzdem weist der RC1SD-base07 eine hohe räumliche Ähnlichkeit mit ERA-Interim auf (nicht dargestellt). Der RC1SD-base10 weist global betrachtet die geringste Wasserdampfkonzentration in den Simulationen auf, welche auch räumlich betrachtet, im Vergleich zu den anderen Simulationen relativ homogen verteilt ist.



**Abbildung 20:** Räumliche Varianz des Wasserdampfs; RC1SD-base07 (oben links), RC1SD-base10 (oben rechts), RC1-base07 (unten links) und RC2-base04 (unten links).

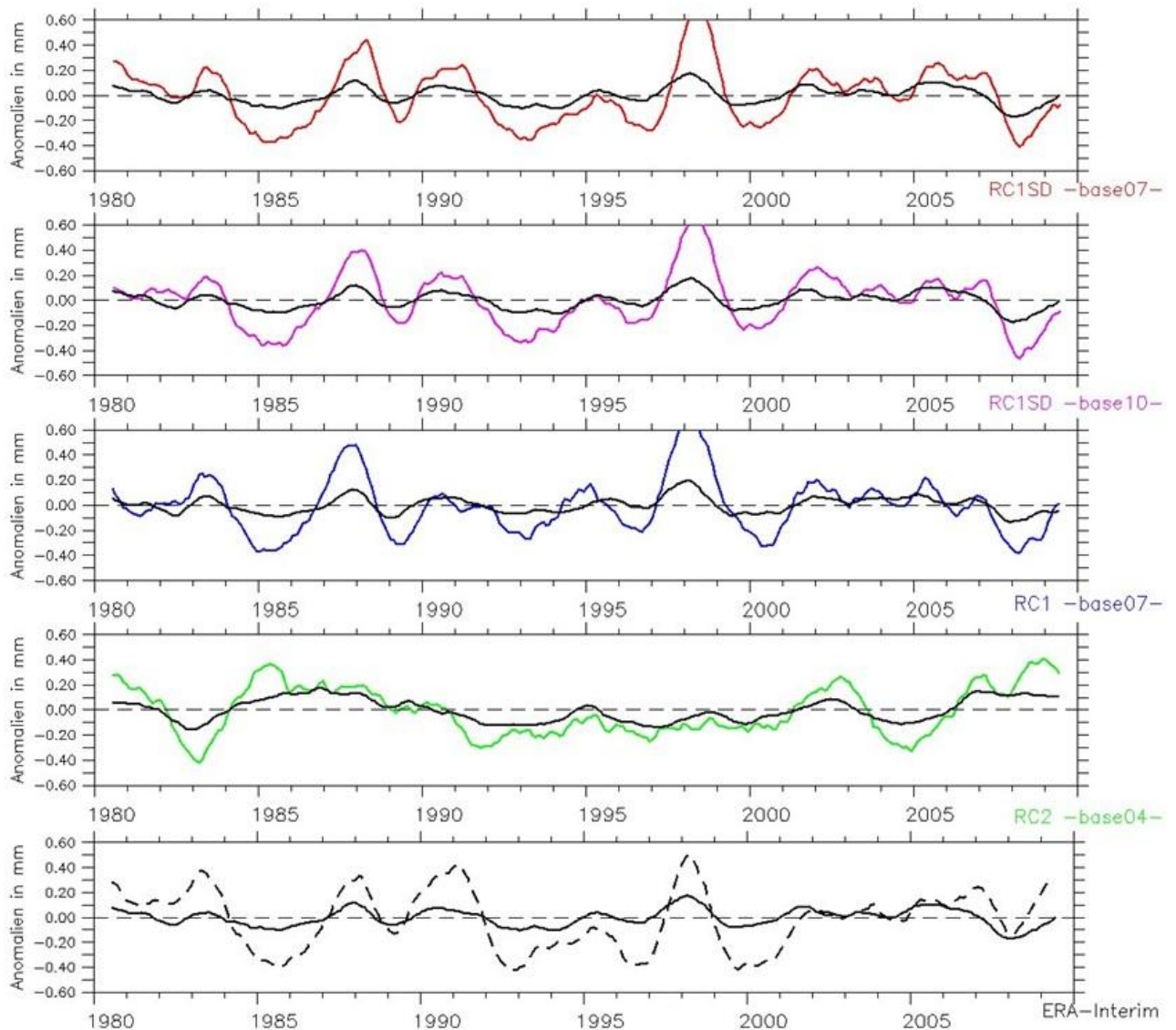
### 3.2.2 Anomalien und Zusammenhänge

Generell führt eine Erwärmung der Temperatur an der Erdoberfläche und in der Atmosphäre zu einer Erhöhung der Evaporation und somit auch zu einer Erhöhung der Wasserdampfkonzentration. Die deutlich höhere Wasserdampfkonzentration im RC1SD-base07 (Abbildung 6) ist demnach auf die erhöhte Umgebungstemperatur in der Atmosphäre zurückzuführen.

Veränderungen in der Konzentration von Wasserdampf sind abhängig von der Verfügbarkeit von Wasser und besonders von der SST der Ozeane. Abbildung 21 zeigt den zeitlichen Verlauf von SST (Schwarz) und Wasserdampf (Farbe) anhand ihrer Anomalien im betrachteten Zeitraum. Bei fast allen Simulationen ist eine große Übereinstimmung im Verlauf und untereinander in ihren Muster festzustellen. Zu erkennen ist, dass es im Durchschnitt alle drei bis fünf Jahre zu einer Wasserdampfanomalie kommt. Die RC2-base04 Simulation weist dieses Muster in den Wasserdampf- und Temperaturanomalien nicht auf und weicht deutlich von den anderen Simulationen und ERA-Interim ab. Hier wird die entscheidende Rolle der SSTs deutlich. Zu beobachten ist weiterhin, dass eine Veränderung in der Konzentration des Wasserdampfes häufig



leicht verzögert im zeitlichen Verlauf eintritt.



**Abbildung 21:** Global gemittelte Wasserdampf anomalien (Farbe) mit Temperaturanomalien (Schwarz) im zeitlichen Verlauf. Der mittlere Jahresgang und der Trend wurden abgezogen. Die Darstellung wurde mit Hilfe eines gleitenden Mittelwerts über zwölf Monate geglättet. Temperaureinheiten werden in Grad Celsius angegeben (nicht dargestellt).

### 3.2.3 Korrelationen mit ERA-Interim

Im Folgenden zeigt Tabelle 11 wesentliche Unterschiede und Korrelationen für die Variable Wasserdampf zwischen den Simulationen und im Vergleich mit ERA. Das Temperatur Nudging im RC1SD-base07 führt zu einer große positiven Abweichung von fast zehn Prozent, während die anderen Simulationen dem global und zeitlich gemittelten Wert von ERA deutlich näher sind.

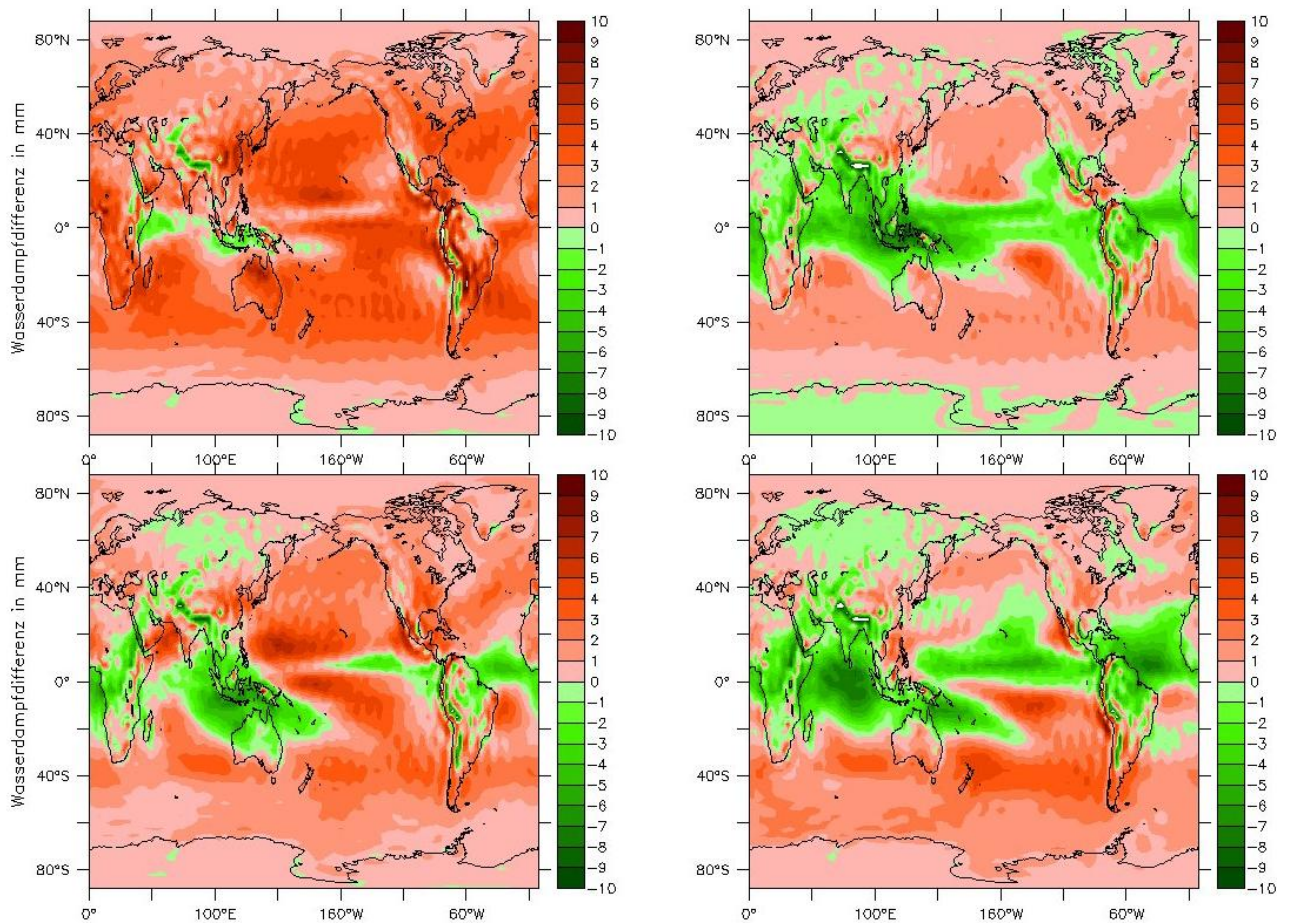
**Tabelle 11:** Korrelationswerte mit ERA für die Variable Wasserdampf

<b>Wasserdampf</b>	<b>Unterschied zu ERA (%)</b>	<b>Korrelationskoeffizient</b>
<b>RC1SD-base07</b>	+ 9.9 %	0.97
<b>RC1SD-base10</b>	- 0.3 %	0.97
<b>RC1-base07</b>	+ 3.9 %	0.96
<b>RC2-base04</b>	+ 0.05 %	0.94

Der RC2-base04 liegt im absoluten dem Wert von ERA am nächsten.

Wie bereits bei den Variablen Niederschlag und Evaporation ist allerdings die Verteilung im Raum sehr differenziert. Abbildung 22 zeigt die Differenz der Simulationen minus ERA in globaler Darstellung. Man erkennt gut, dass es im RC2-base04 (rechts unten), ähnlich wie im RC1SD-base10 (rechts oben), in den Tropen große Bereiche gibt, die zu wenig Wasserdampf im Vergleich zu ERA aufweisen.

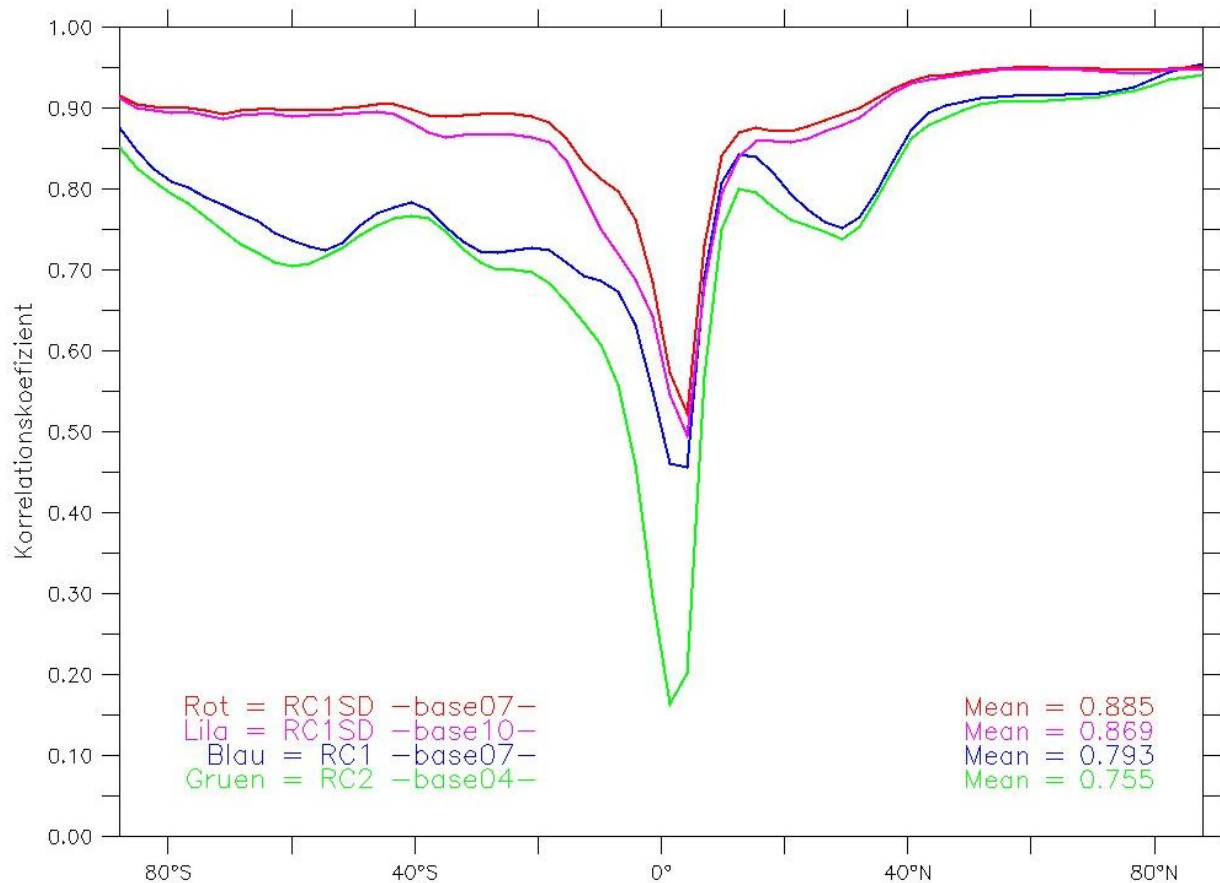
Insgesamt betrachtet befinden sich im Bereich der äquatorialen Zirkulation im Pazifik, in allen freilaufenden Simulationen und im RC1-base10, starke Maxima neben starken Minima. Hier besteht daher die Vermutung einer systematischen Verschiebung. Zu sehen ist auch, dass die RC1SD-base07 in fast allen Regionen zu viel Wasserdampf besitzt. Alle Simulationen unterschätzen zudem die Wasserdampfmenge in der tropischen Region rund um Indonesien.



**Abbildung 22:** Differenz der Simulationen minus ERA der Variable Wasserdampf zeitlich gemittelt in globaler Darstellung. Rote Farbe impliziert zu viel Niederschlag in den Simulationen; RC1SD-base07(oben links), RC1SD-base10(oben rechts), RC1-base07(unten links) und RC2-base04(unten links).

Die Nudging Simulationen zeigen bei der Betrachtung der Korrelationswerte erneut die höchsten Werte. Jedoch zeigt sich in einer Darstellung der zonalen Korrelation in Abbildung 23, dass auch diese eine verminderte Korrelation im Bereich des Äquators haben. In diesem Bereich unterscheiden sich demnach alle Simulationen von ERA-Interim.



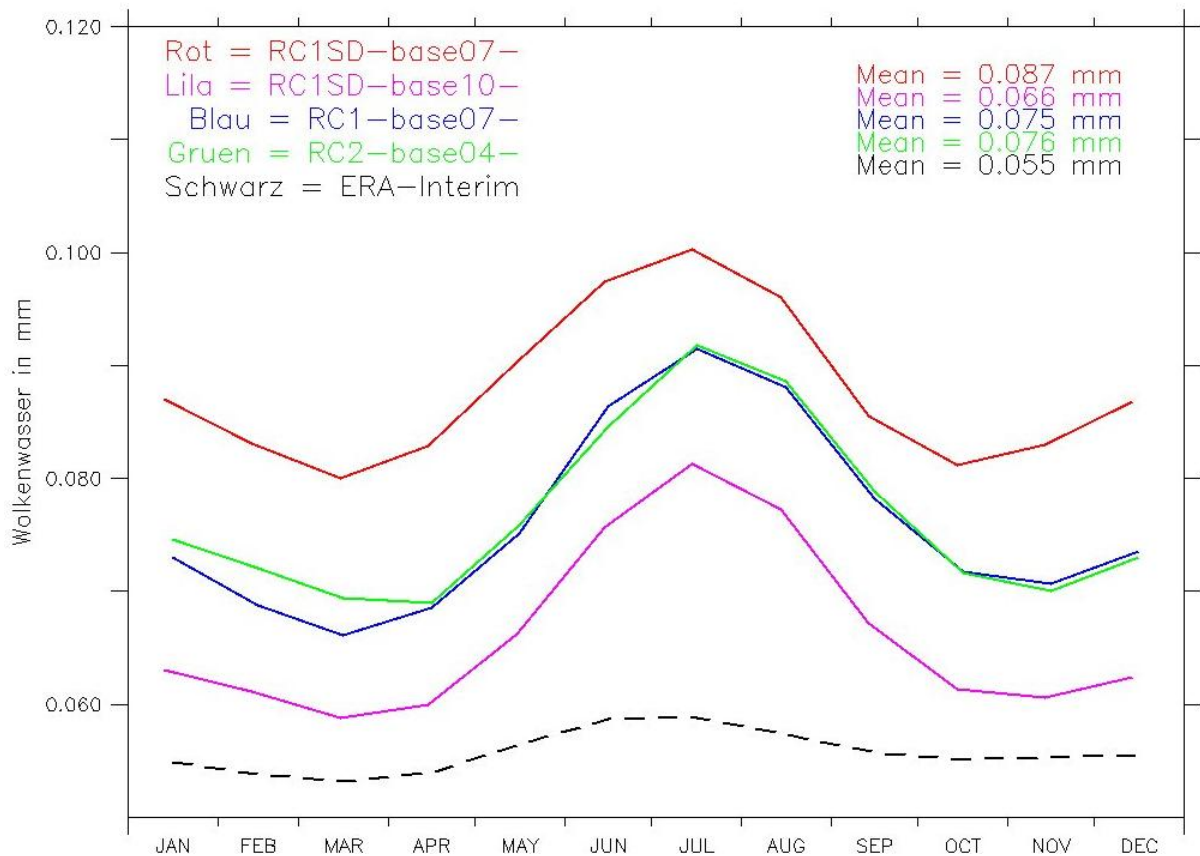


**Abbildung 23:** Korrelation des Wasserdampfes der Simulationen mit ERA in zonaler Darstellung.

### 3.3 Wolkenwasser und Wolkeneis

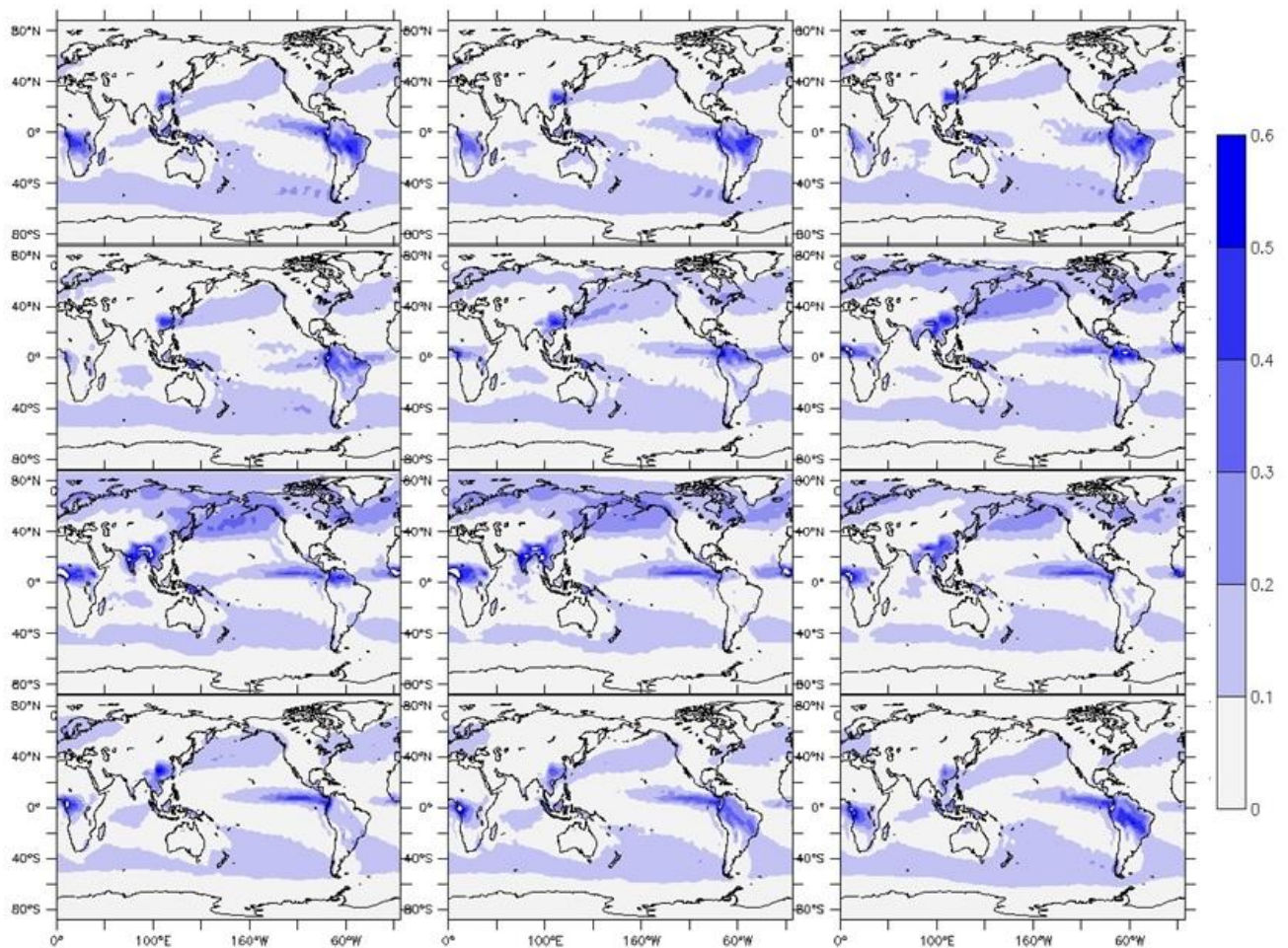
#### 3.3.1 Jahresmittel, Jahresverläufe und Varianzen

Die vertikal integrierte Variable Wolkenwasser gibt die Menge an flüssigem Wasser in der Atmosphäre an und stellt damit den zweitgrößten Anteil an Wasser in der Atmosphäre dar. Abbildung 24 zeigt, wie sich die Variable des Wolkenwassers bei den Simulationen und bei ERA global im mittleren Jahresverlauf verhält. Ähnlich wie beim Wasserdampf befindet sich das Maximum im Nordsommer. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Wasseroberflächentemperaturen im Durchschnitt dort höher sind als auf der Südhalbkugel. Der RC1SD-base07 weist mit Abstand die höchsten Werte im Wolkenwasser auf. Dies ist auf das Nudging der zonalen Mitteltemperatur zurückzuführen. Ohne dieses Nudging wären die Werte hin zu ERA-Interim deutlich näher, wie der Verlauf der Kurve des RC1SD-base10 zeigt. ERA-Interim weist dagegen die niedrigsten Wolkenwasserkonzentrationen auf, was sich vor allem im Jahresverlauf über ein deutlich geringeres Maximum im Nordsommer äußert.



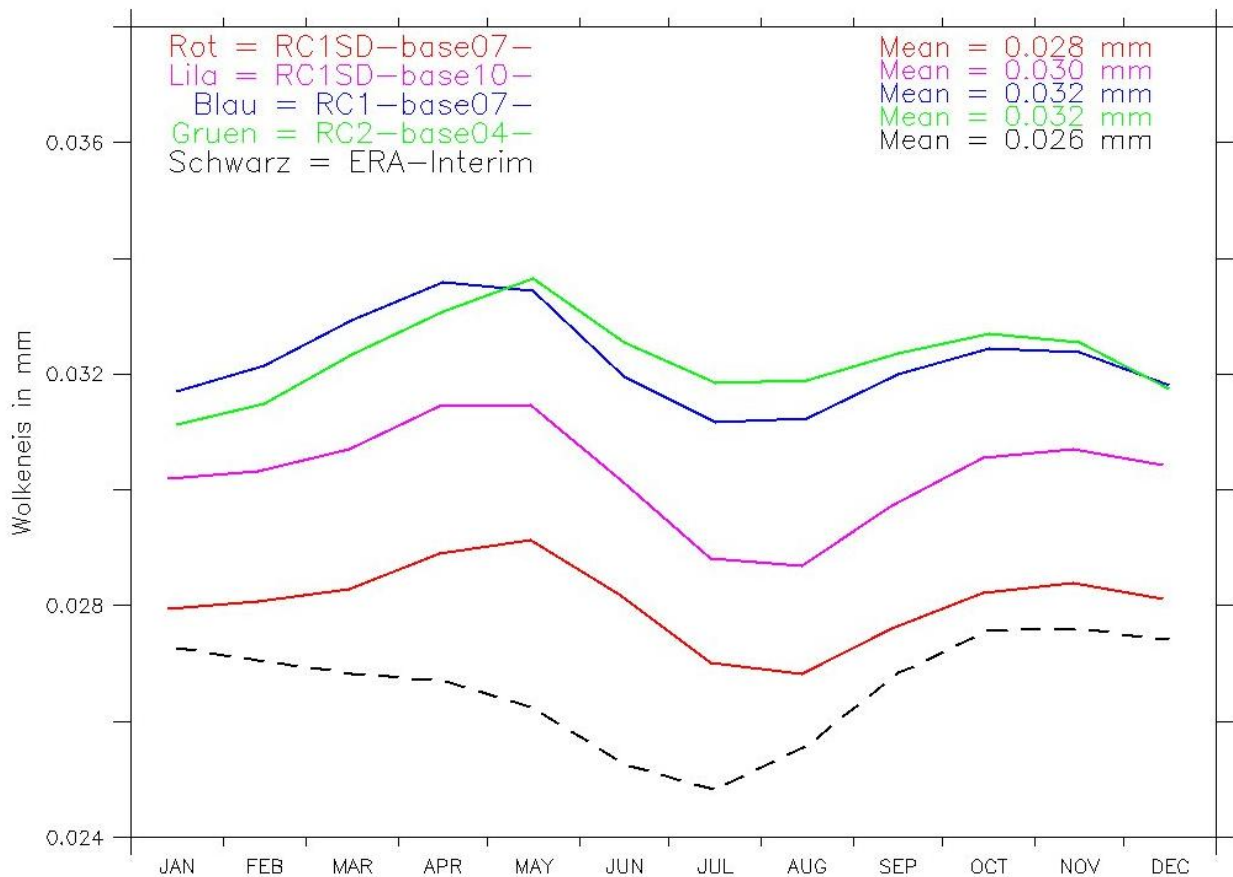
**Abbildung 24:** Mittlerer Jahresgang der Variable Wolkenwasser

Bei der Variable Wolkenwasser ist zudem ein zweites Maximum im Südsommer festzustellen. Dies ist über die Betrachtung einer globalen Darstellung (Abbildung 25), die den Jahresverlauf des Wolkenwassers von Januar (links oben) bis Dezember (rechts unten) zeigt, zu erklären. Flüssigwasser in den Wolken entsteht durch Kondensation, d.h. wenn es zu einer Temperaturabnahme kommt und das Sättigungslevel erreicht wird. Das geschieht durch Konvektion, oder durch Transport in kältere Gebiete. Die Maxima im Nordsommer sind daher konvektiv während der Monsunzeit über Indien lokalisiert (Abbildung 25), während die Warmwasserströmungen im Nordatlantik- und Pazifik Feuchtigkeit nach Norden transportieren. Im Südsommer dagegen befindet sich ein zweites konvektives Maximum über Südbrasilien, während vom südlichen tropischen Atlantik, Indik und Pazifik Feuchtigkeit in den kälteren antarktischen Zirkumpolarstrom transportiert wird, was wiederum in großen Mengen Wolkenwasser resultiert.



**Abbildung 25:** Globale Darstellung der Monatsmittel im Wolkenwasser des RC1SD-base07 von Januar (links oben) bis Dezember (rechts unten). Umso blauer, desto höher der Wolkenwasseranteil. Die Werte sind in mm/Tag angegeben.

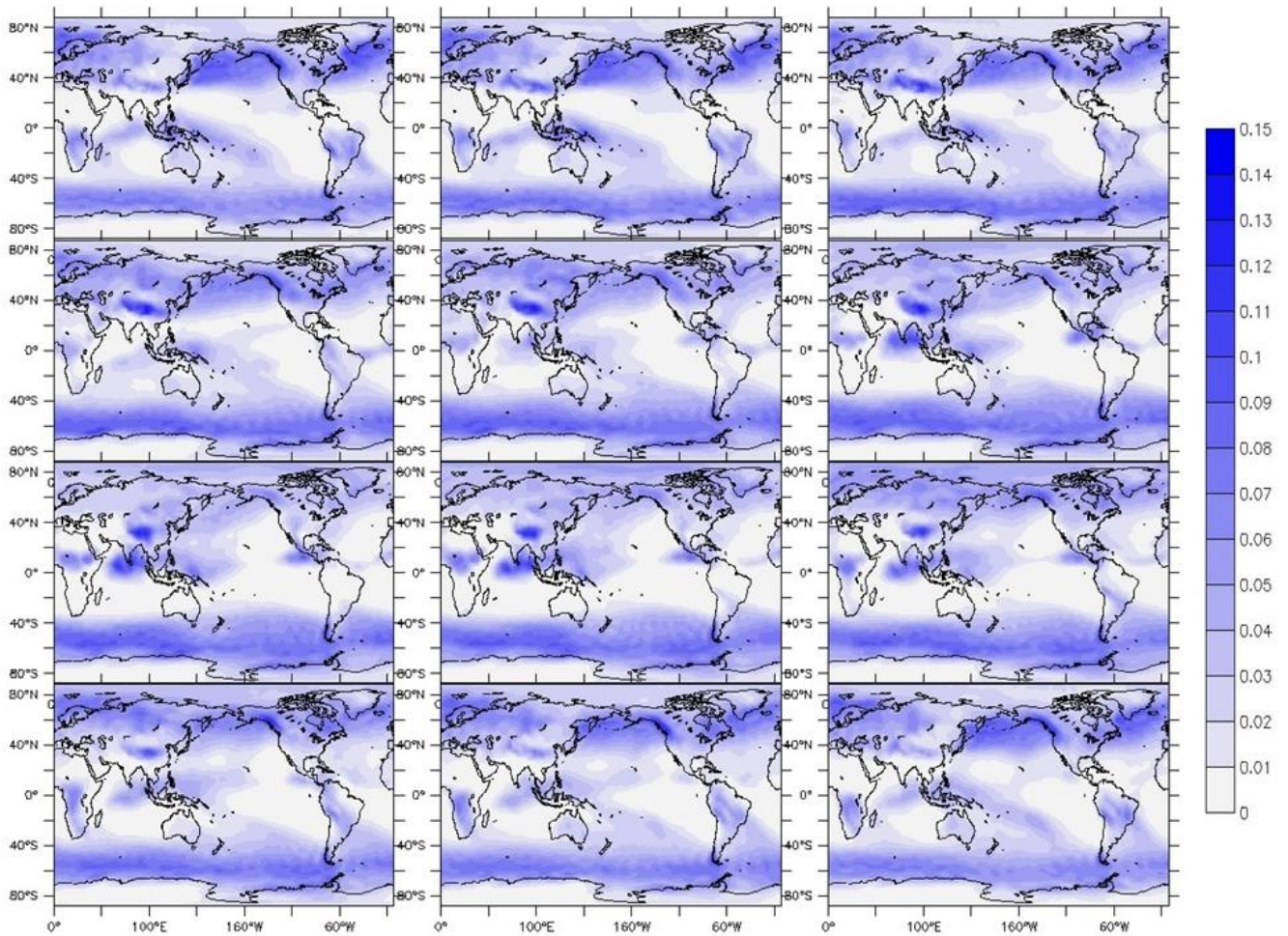
Die Variable Wolkeneis gibt die Menge an gefrorenem Wasser in der Atmosphäre an und stellt damit den geringsten Anteil an Wasser in der Atmosphäre. Anhand der Werte in Abbildung 26, die die Variable des Wolkeneises global gemittelt im Jahresverlauf zeigt, lässt sich ein Temperaturrückschluss auch für die Mengen im Wolkeneis machen. Das Temperatur Nudging im RC1SD-base07 scheint sich wiederum auf die Höhe (Menge) der Variable auszuwirken und zeigt daher bei höherer Temperatur weniger Wolkeneis. Die global gemittelte Wolkeneiskonzentration des RC1SD-base07 entspricht auch am ehesten den Reanalysedaten aus ERA-Interim, die die geringste Konzentration aufweist. Alle anderen Simulationen zeigen höhere Werte.



**Abbildung 26:** Mittlerer Jahresgang der Variable Wolkeneis

In Abbildung 26 sind Unterschiede im Jahresverlauf zu sehen. So verläuft die Kurve des mittleren Jahresgangs annähernd antizyklisch zu der des Wolkenwassers, d.h. die Maxima befinden sich im April/Mai und im Oktober. Die RC1SD-base07 Simulation zeigt im Jahresverlauf die größte Ähnlichkeit zu ERA-Interim, wenngleich sich der Verlauf der Kurve leicht unterscheidet. Da Wolkeneis bei Temperaturen weit unter dem Gefrierpunkt entsteht, befinden sich die größten Mengen nicht nur an den Grenzen zu den kälteren Polargebieten, sondern zu einem großen Teil auch in Regionen mit hochreichender Konvektion. In Abbildung 27, die den Jahresverlauf des Wolkeneises zeigt, tritt beispielsweise Wolkeneis verstärkt auch in tropischen Regionen auf, wie beim sommerlichen Monsun über Indien zwischen Mai und August zu sehen ist.





**Abbildung 27:** Globale Darstellung der Monatsmittel im Wolkeneis des RC1SD-base07 von Januar (links oben) bis Dezember (rechts unten) . Umso blauer, desto höher der Wolkeneisanteil. Die Werte sind in mm/Tag angeben.

Bei der Betrachtung der Varianzwerte beider Variablen in Tabelle 13 und Tabelle 14 ist festzustellen, dass die Varianz im RC1SD-base07 erneut am geringsten für beide Variablen im Vergleich zu den anderen Simulationen ist. Das Nudging der zonalen Mitteltemperatur bewirkt demnach eine Stabilisierung, da Wolkenwasser- und Eiskonzentrationen im Jahresverlauf geringeren Schwankungen unterliegen. ERA-Interim zeigt jedoch bei der Analyse des Wolkenwassers außergewöhnliche Werte. Die Werte der Varianz liegen deutlich unter denen der Simulationen.

**Tabelle 12:** Varianz und Standardabweichung für die Variable Wolkenwasser

Wolkenwasser	Zeitl. Varianz Wolkenwasser	Standardabweichung
RC1SD-base07	0.000048	0.007 mm
RC1SD-base10	0.000057	0.008 mm
RC1-base07	0.000067	0.008 mm
RC2-base04	0.000060	0.008 mm
ERA-Interim	0.000000	0.002 mm

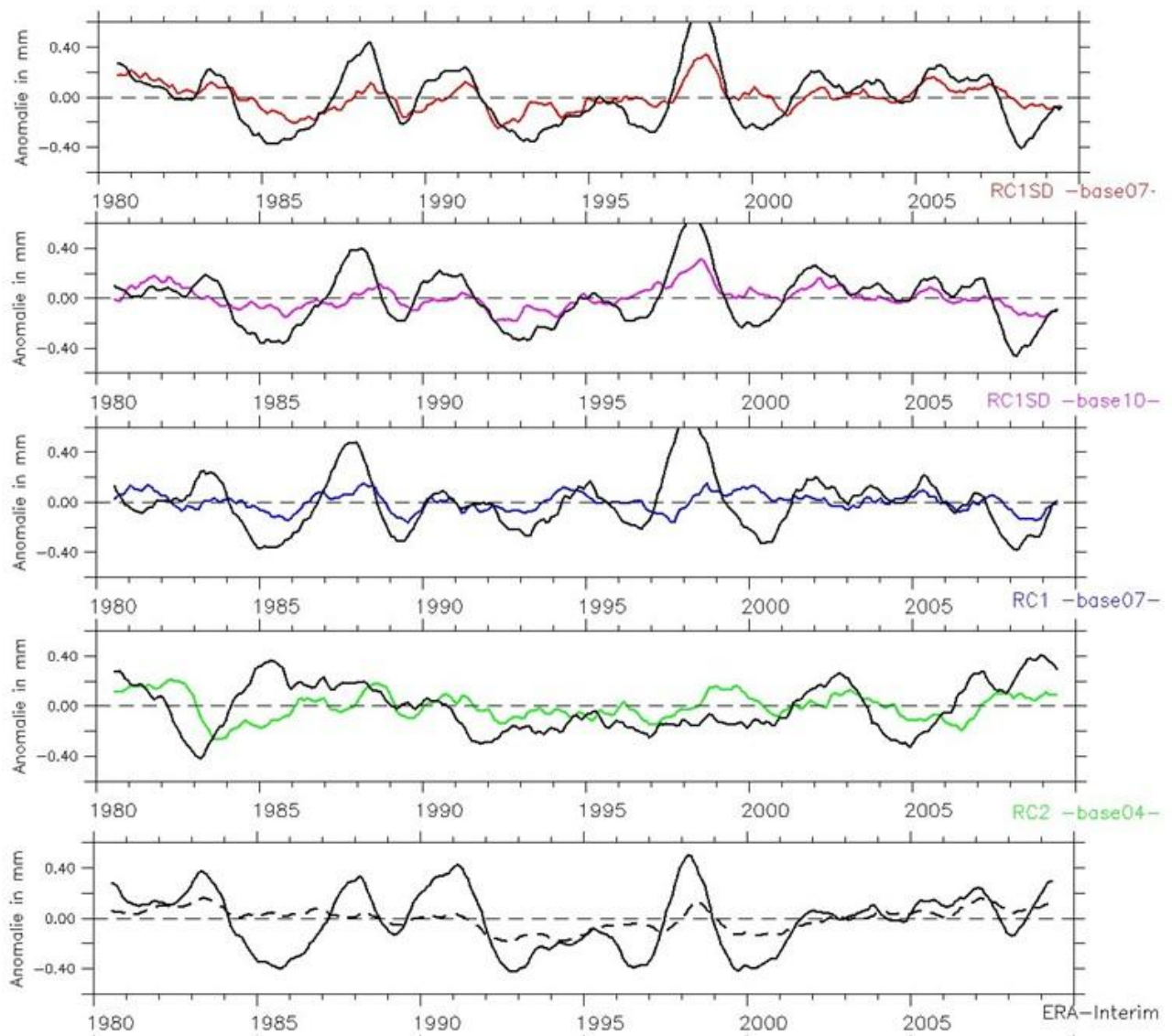
**Tabelle 13:** Varianz und Standardabweichung für die Variable Wolkeneis

Wolkeneis	Zeitl. Varianz Wolkeneis	Standardabweichung
<b>RC1SD-base07</b>	5.49E-07	0.0007 mm
<b>RC1SD-base10</b>	8.31E-07	0.0009 mm
<b>RC1-base07</b>	6.84E-07	0.0008 mm
<b>RC2-base04</b>	5.93E-07	0.0008 mm
<b>ERA-Interim</b>	9.16E-07	0.0001 mm

Die Unterschiede, die bei der Variable Wolkeneis in der Varianz auftreten, sind komplexer zu beschreiben (Tabelle 14). Während bei der Variable Wolkenwasser die Nudging Simulationen noch geringere Varianzwerte im Gegensatz zu den Freilaufenden aufweisen (aber noch viel zu hohe im Vergleich zu ERA), ist dieses Schema bei der Variable Wolkeneis eher uneinheitlich. Dies liegt der höheren Komplexität zugrunde, die beim Entstehungsprozess von Wolkeneis einhergeht. Auffallend ist, dass das alleinige Nudging der Parameter des Bodendrucks, der Vorticity und der Divergenz im RC1SD-base10 im Vergleich zu den Freilaufenden bei der Variable Wolkeneis, zu einer Erhöhung der zeitlichen Varianz führt und somit zu stärkeren Schwankungen im Jahresverlauf. So liegt der Wert über denen der freilaufenden Simulationen, ist aber am ehesten konsistent mit den Beobachtungen von ERA-Interim. Das Nudging der Temperatur im RC1SD-base07 wirkt wiederum ausgleichend auf jahreszeitliche Schwankungen. Der Wert der Varianz ist daher, im Vergleich zu den Simulationen, für diese beide Variablen am geringsten

### 3.3.2 Anomalien und Zusammenhänge

Da es sich beim Wolkenwasser um eine hydrologische Variable handelt, die aus der Kondensation des gasförmigen Zustands resultiert, ist ein Zusammenhang mit der Wasserdampfvariable zu vermuten. Abbildung 28 zeigt die Anomalien für die Variable Wolkenwasser (Farbe) und Wasserdampf (Schwarz) im zeitlichen Verlauf. Am Verlauf der Kurven erkennt man, dass Veränderungen der beiden Variablen größtenteils voneinander abhängen. Veränderungen im Wolkenwasser folgen also häufig den Veränderungen im Wasserdampf treten zeitlich versetzt ein.. Das Verhalten gilt auch für die Variablen des ERA-Interim Reanalysedatensatzes. Aufgrund des Zusammenhangs mit dem Wasserdampf und damit auch mit den jeweiligen SSTs, verlaufen die Anomalien des RC2-base04 erneut unterschiedlich zu denen der anderen Simulationen.



**Abbildung 28:** Global gemittelte Wolkenwasseranomalien (Farbe) mit Wasserdampfanomalien (Schwarz) global gemittelt im zeitlichen Verlauf. Der mittlere Jahresgang und der Trend wurden abgezogen. Die Darstellung wurde mit Hilfe eines gleitenden Mittelwerts über zwölf Monate geglättet. Die Wolkenwasserwerte wurden mit dem Wert 100 skaliert.

Im Rückschluss aus diesen Zusammenhängen führt daher eine höhere Temperatur, sowohl der Wassertemperatur, als auch der Lufttemperatur, zu einer Erhöhung des Flüssigwassergehaltes in den Wolken. Bei Betrachtung der Mengen in den verschiedenen Simulationen wurde bereits festgestellt, dass der RC1SD-base07 das meiste Wolkenwasser im Modell aufweist. Dies ist somit auch auf die insgesamt höhere Temperatur zurückzuführen.

### 3.3.3 Korrelationen mit ERA-Interim

Im Vergleich zu ERA besitzen alle Simulationen einen deutlichen Überschuss an Wolkenwasser. Der RC1SD-base07 zeigt dabei mit einem prozentualen Unterschied von +57% den größten Abstand zu

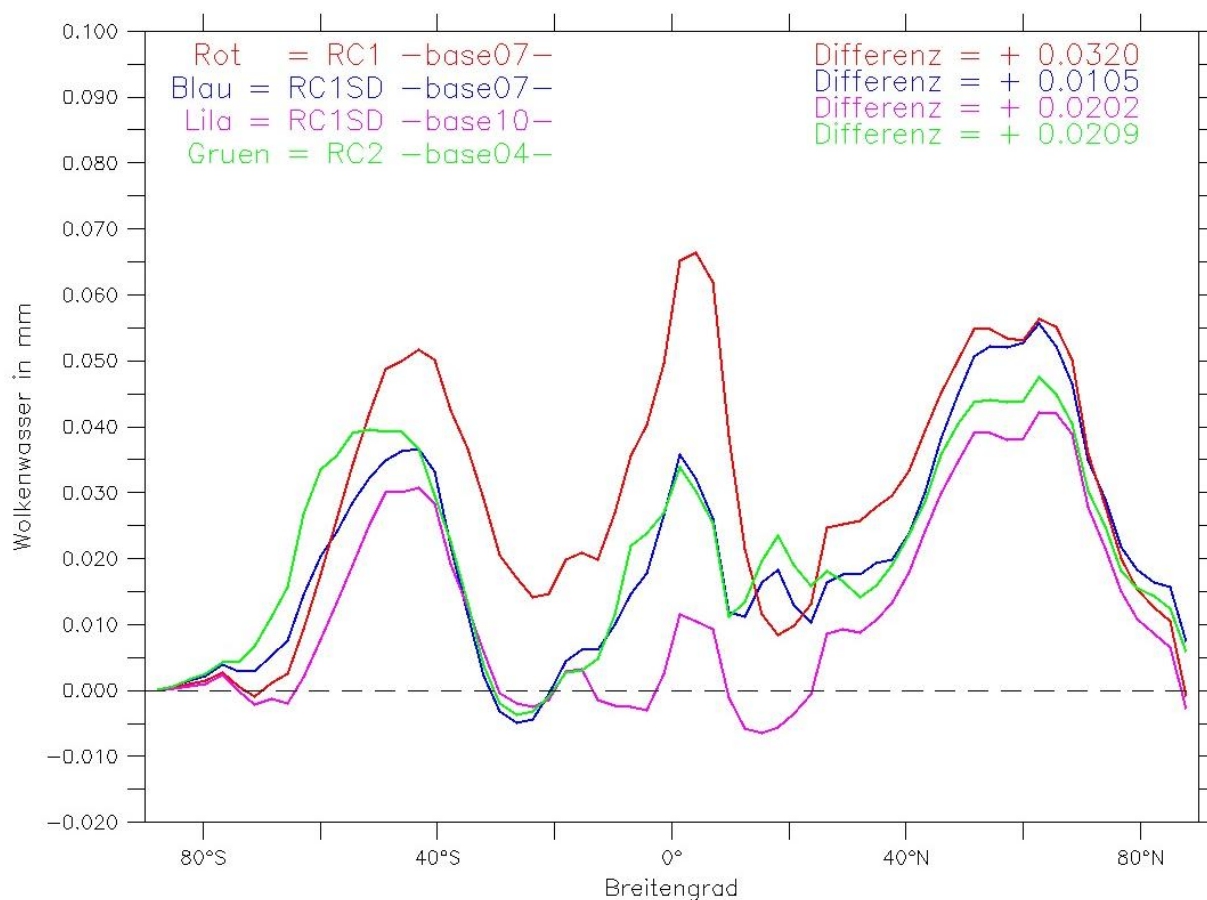


den Reanalysedaten (Tabelle 15). Trotzdem weist diese Simulation neben dem RC1SD-base10 die höchsten Korrelationswerte auf.

**Tabelle 14:** Korrelationswerte mit ERA für die Variable Wolkenwasser

Wolkenwasser	Unterschied zu ERA (%)	Korrelationskoeffizient
RC1SD-base07	+ 57 %	0.66
RC1SD-base10	+ 18 %	0.64
RC1-base07	+ 36 %	0.59
RC2-base04	+ 37 %	0.58

Abbildung 29 zeigt die Differenz der Simulationen zu ERA-Interim in zonaler gemittelter Darstellung. Alle Simulationen weisen zonal betrachtet fast überall einen Überschuss auf, wenngleich der größte Teil davon vor allem in Äquatornähe und in den mittleren Breiten auftritt. In Äquatornähe ist wiederum eine Verschiebung ersichtlich, da ein starkes Maxima in der Differenz erneut neben einem Minimum liegt. Aufgrund der Menge Wasserdampf, die von drei der vier Simulationen am Äquator unterschätzt wird, bleibt zu vermuten, dass dieser Anteil den Überschuss in der Variable des Wolkenwassers darstellt

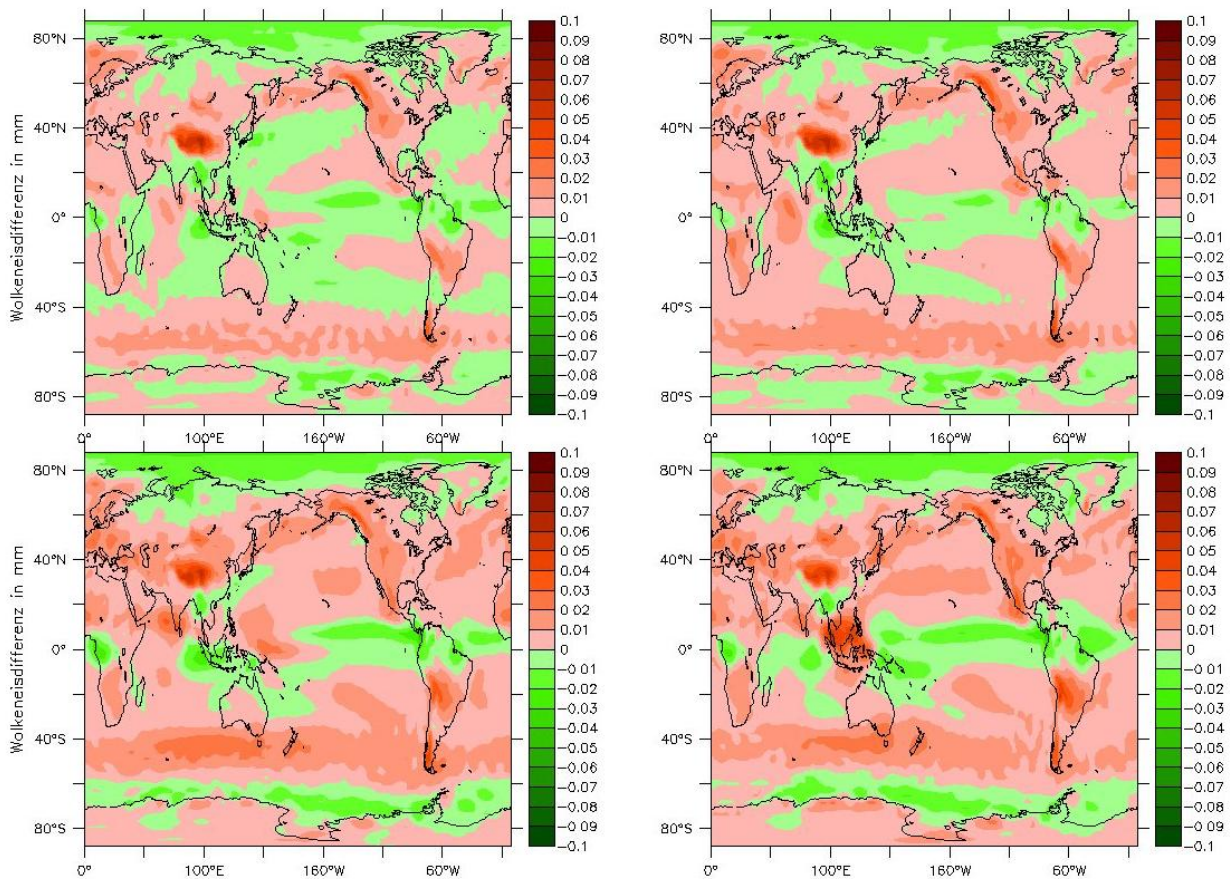


**Abbildung 29:** Differenz der Simulationen minus ERA der Variable Wolkenwasser zeitlich gemittelt in zonaler Darstellung. Positive Werte implizieren einen Überschuss an Wolkenwasser.

**Tabelle 15:** Korrelationswerte mit ERA für die Variable Wolkeneis

<b>Wolkeneis</b>	<b>Unterschied zu ERA (%)</b>	<b>Korrelationskoeffizient</b>
<b>RC1SD-base07</b>	+ 5.5 %	0.83
<b>RC1SD-base10</b>	+ 13.8%	0.81
<b>RC1-base07</b>	+ 21.3 %	0.70
<b>RC2-base04</b>	+ 21.5 %	0.67

Auch im Fall des Wolkeneises weisen alle vier Simulationen prozentual betrachtet einen Überschuss im Vergleich zu ERA-Interim auf. Das Nudging der zonalen Mitteltemperatur führt jedoch in hierbei zu einer Verbesserung und Annäherung an den Reanalysedatensatz. Abbildung 30 zeigt die Differenz der Simulationen und ERA-Interim in globaler Darstellung. Zu sehen ist, dass die Wolkeneisanteile vor allem in der Polarregion in allen Simulationen in Vergleich zu ERA unterschätzt werden. Auffällig ist zudem der deutlich höhere Wolkeneisanteil in der Region um Tibet, der in allen Simulationen auftritt. Ein weiterer starker Unterschied ist in der Südostasiatischen Pazifikregion im RC2-base04 zu erkennen. Die hier anzutreffenden hohen Wolkeneiswerte im Vergleich zu ERA sind hierbei erneut auf die sich von den anderen Simulationen deutlich unterscheidenden Ozeantemperaturen zurückzuführen. Generell sind die Abweichungen im RC1SD-base07 am geringsten.



**Abbildung 30:** Differenz der Simulationen minus ERA der Variable Wolkeneis zeitlich gemittelt in globaler Darstellung. Rote Farbe impliziert zu viel Wolkeneis in den Simulationen; RC1SD-base07 (oben links), RC1SD-base10 (oben rechts), RC1-base07 (unten links)

Trotz der Unterschiede in den absoluten Werten im Wolkeneis, weisen alle Simulationen hohe Korrelationswerte auf, wenngleich die Höhe der Korrelation nicht mehr so hoch ist wie bei der Variable Wolkenwasser.

### 3.3.4 Strahlungshaushalt

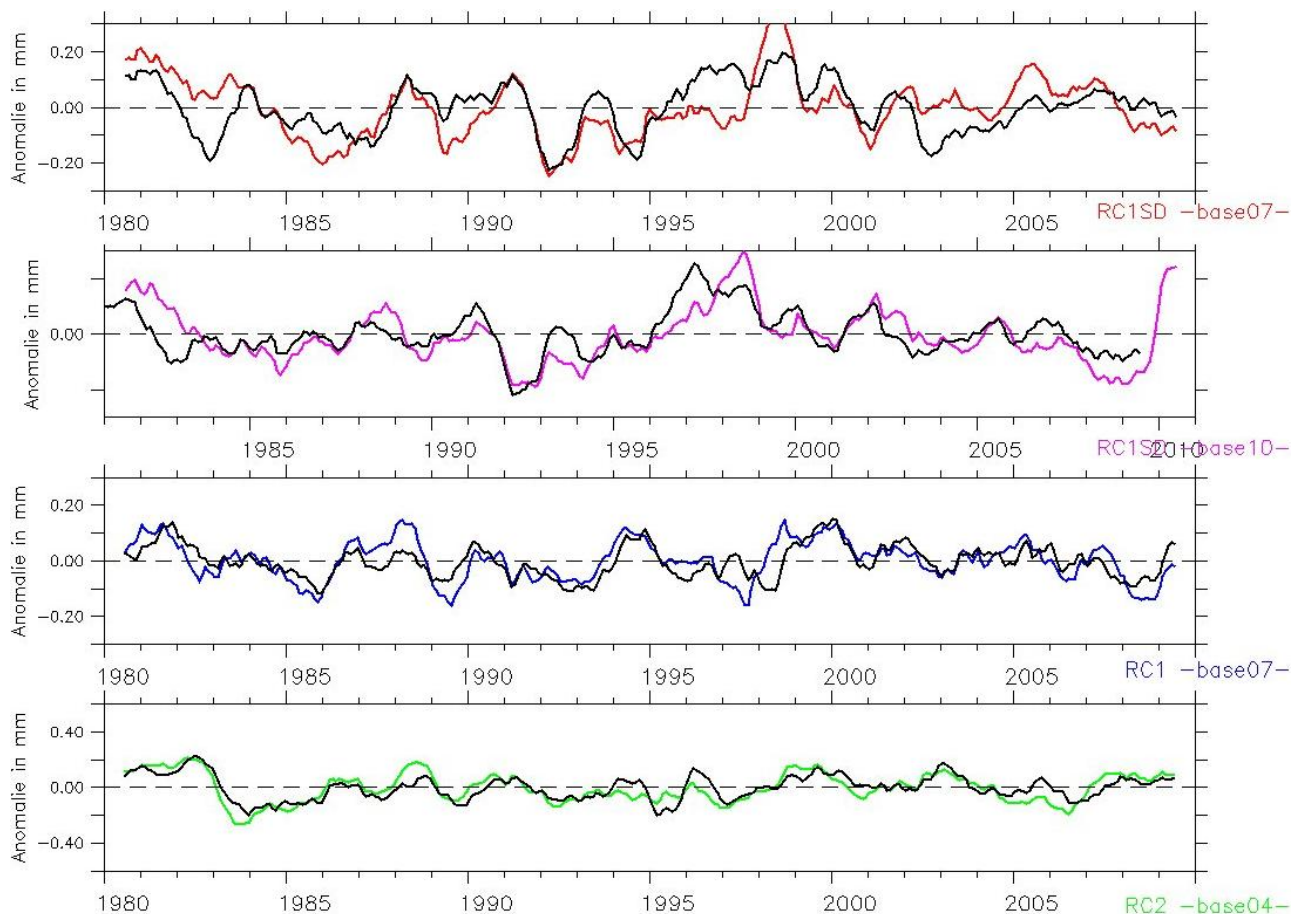
Wie aus Tabelle 4 hervorgeht, beruht die Imbalanz im RC1SD-base07 nicht auf einer Strahlungsungleichheit im Clear-Sky-Forcing. Da die Variablen Wolkenwasser und Wolkeneis zu den Wolkenparametern gezählt werden, werden sie im Folgenden auf ihren Einfluss zum Wolkenforcing untersucht. Tabelle 18 zeigt nun die Strahlungsbilanzen, die sich aus dem Effekt der Wolkenparameter (inklusive der Wolkenbedeckung) in den verschiedenen Simulationen an der TOA ergeben. Deutlich zu erkennen ist der hohe netto Strahlungsverlust des RC1SD-base07, der auf einem starken negativen SW-forcing beruht.

**Tabelle 16:** Wasserdampf- Wolkenwasser- Wolkeneiskonzentrationen und die Strahlungsbilanz im „Wolken-Forcing“ an der TOA der vier Simulationen

	Gemittelter Wert <b>Wasserdampf</b>	Gemittelter Wert <b>Wolkenwasser</b>	Gemittelter Wert <b>Wolkeneis</b>	<b>Optische Dicke</b> (dimensionslos)	<b>Wolken-Forcing</b> (W/m <sup>2</sup> )
<b>RC1SD-base07</b>	26.74 mm	0.087 mm	0.028 mm	9.22	SW = - 57.5 LW = + 24.2 <b>NET = - 33.3</b>
<b>RC1SD-base10</b>	24.24 mm	0.066 mm	0.030 mm	7.72	SW = - 51.5 LW = + 27.1 <b>NET = - 24.4</b>
<b>RC1-base07</b>	25.27 mm	0.075 mm	0.032 mm	8.22	SW = - 56.6 LW = + 29.2 <b>NET = - 27.4</b>
<b>RC2-base04</b>	24.33 mm	0.076 mm	0.032 mm	8.27	SW = - 57.2 LW = + 29.3 <b>NET = - 27.9</b>

An den Zahlen in Tabelle 18 ist desweiteren abzulesen, dass das Wolkenwasser nur einen geringen Anteil in einer vertikal integrierten Wassersäule der Atmosphäre hat. Dennoch können bereits kleine Veränderungen großen Einfluss auf den Strahlungshaushalt haben. Der Wert des Wolkeneises wurde bei dieser Betrachtung vernachlässigt, da er sich im Verhältnis zu den anderen Simulationen nicht so stark unterscheidet. Wie bereits bei der Analyse festgestellt, sorgt das Nudging der zonalen Mitteltemperatur dafür, dass das in den Wolken enthaltene Wasser im globalen Mittel ansteigt. So besitzt der RC1SD-base07 im Durchschnitt 38% Prozent mehr Wolkenwasser als der RC1SD-base10.

In Tabelle 18 ist der global und zeitlich gemittelte dimensionslose Wert der optischen Dicke dargestellt. Zu erkennen ist, dass der RC1SD-base07 auch hier mit Abstand den höchsten Wert annimmt. Dieses Maß der Strahlungsdurchlässigkeit einer Wolke setzt sich aus verschiedenen Parameter wie der vertikalen Ausdehnung der Wolken und der Anzahl, Größe und Menge der enthaltenden Wassertropfen d.h. des Wolkenwassers bzw. der Eiskristalle bestimmt. In Abbildung 31 erkennt man anhand der Anomalien im betrachteten Zeitraum, wie gut die Variable Wolkenwasser mit der optischen Dicke übereinstimmt. Veränderungen in der Konzentration des Wolkenwasser äußern sich daher auch in einer Veränderung der optischen Dicke.



**Abbildung 31:** Globale gemittelte Wolkenwasseranomalien (Farbe) mit den Anomalien der optischen Dicke (Schwarz) im zeitlichen Verlauf. Der mittlere Jahresgang und der Trend wurden abgezogen. Die Darstellung wurde mit Hilfe eines gleitenden Mittelwerts über zwölf Monate geglättet. Die Wolkenwasserwerte wurden mit dem Wert 100 skaliert.

Den Rückkopplungseffekt, den die optische Dicke auf den Strahlungshaushalt ausübt, ist aktuell noch unsicher. Allgemein wird in aktuellen Untersuchungen angenommen, dass der Effekt zunehmender optische Dicke insgesamt eine positive Strahlungsrückkopplung zur Folge hat. Die im RC1SD-base07 festgestellte Menge an Wolkenwasser unterscheidet sich allerdings sehr stark von der der anderen Simulationen. Es besteht daher die Vermutung, dass die Imbalanz dieser Simulation an der TOA (Tabelle 4) aus dem Unterschied in dieser Variable resultiert, was sich beispielsweise in einem erhöhten SW-forcing äußert. Dass in diesem Modell die Zunahme der optischen Dicke insgesamt eine negative Rückkopplung auslöst, kann aus der starken Zunahme des Wolkenwassers, sowie an einer Verschiebung im Phasenzustand des Wassers hin zu mehr Flüssiganteile in den Wolken beruhen. Dabei nimmt die Reflexionsfläche einer Wolke zu, wodurch sie mehr Strahlung im SW reflektiert. Der Effekt kann allerdings durch die Zunahme der Strahlung im LW zurück zu Erdoberfläche hin wieder vollständig kompensiert werden. Zudem die optischen Dicke einer Wolke auch von den Veränderungen im Bedeckungsgrad und von der Höhenverteilung der Wolken abhängig, was den Effekt nur schwer bestimmbar macht.



Zusammengefasst lässt sich also sagen, dass der Einfluss des erhöhten Wolkenwassers im RC1SD-base07 im Vergleich zu den anderen Simulationen möglicherweise dazu beiträgt, dass diese starke Imbalanz an der TOA zustande kommt. Weiterhin gilt es allerdings zu analysieren ob sich Unterschiede im Bedeckungsgrad zwischen den Simulationen ergeben, die Einfluss auf den Strahlungshaushalt haben können.

### 3.4 Wolkenbedeckung

Wolken beeinflussen den hydrologischen Zyklus stark über ihr Erscheinungsbild und somit passiv durch ihre Effekte auf den Strahlungshaushalt. Wie bereits in Kapitel 1 erläutert, sind die Wolkenprozesse bei einem sich verändernden Klima und mit ihren Wirkungen auf den Strahlungshaushalt noch mit größeren Unsicherheiten behaftet. Dennoch sind viele Prozesse verstanden und es können daher auch Rückschlüsse auf Veränderungen im Modell getroffen werden.

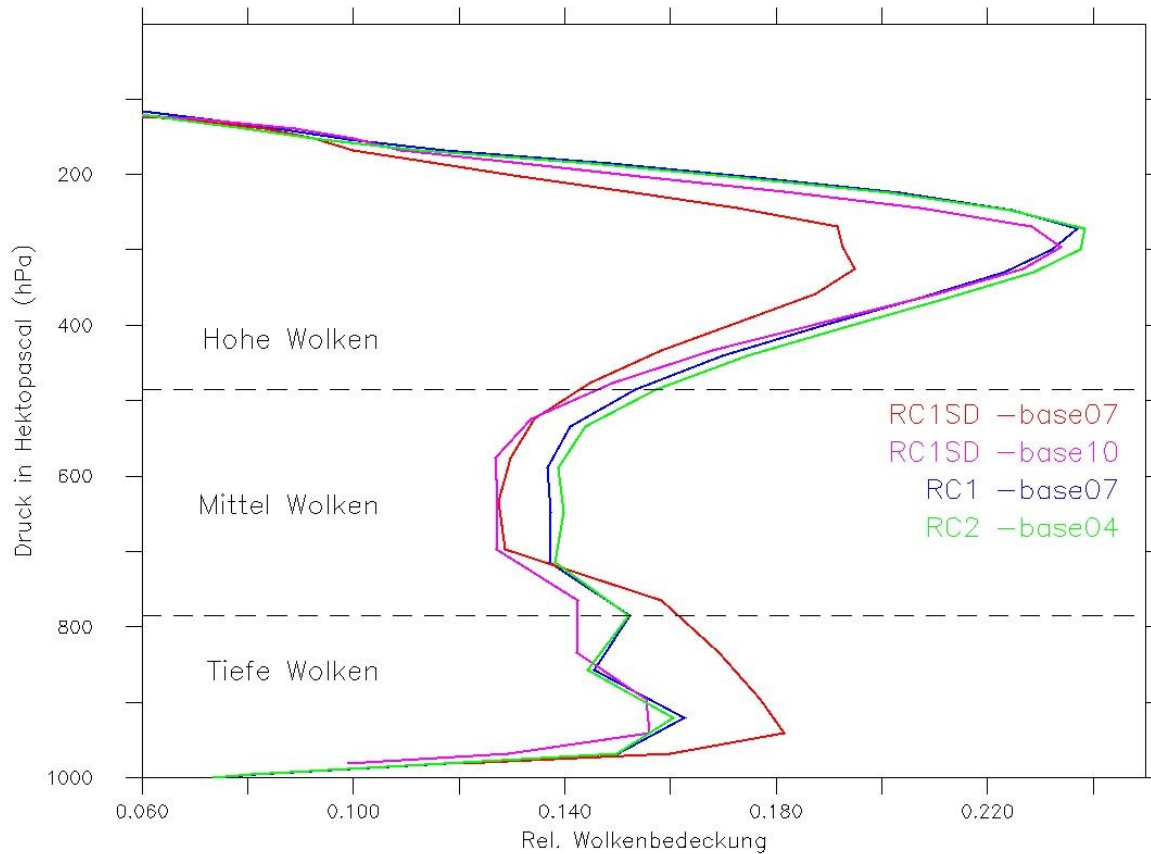
Tabelle 19 zeigt die relative Wolkenbedeckung global gemittelt im Zeitraum von 1980 bis 2010 der vier Simulationen. Zudem werden die Wolken der einzelnen Modelle in ihrer Höhenverteilung untergliedert und in ihren relativen Anteilen dargestellt, um Effekte auf das Wolken-Forcing an der TOA nachzuvollziehen.

**Tabelle 17:** Relative Wolkenbedeckung und global und zeitlich gemittelte Verteilung der Wolken mit der Höhe der vier Simulationen. Strahlungsbilanz im „Wolken-Forcing“ an der TOA (rechts).

	<b>Rel. Wolkenbedeckung</b>	<b>Hohe Wolken</b>	<b>Mittlere Wolken</b>	<b>Niedrige Wolken</b>	<b>Wolken-Forcing (W/m<sup>2</sup>)</b>
<b>RC1SD- base07</b>	0.65	0.15	0.13	0.17	SW = - 57.5 LW = + 24.2 <b>NET = - 33.3</b>
<b>RC1SD- base10</b>	0.64	0.17	0.13	0.14	SW = - 51.5 LW = + 27.1 <b>NET = - 24.4</b>
<b>RC1- base07</b>	0.68	0.18	0.14	0.14	SW = - 56.6 LW = + 29.2 <b>NET = - 27.4</b>
<b>RC2- base04</b>	0.68	0.18	0.14	0.14	SW = - 57.2 LW = + 29.3 <b>NET = - 27.9</b>

Im Falle des Wolkenbedeckungsgrades ist zu erkennen, dass er global betrachtet zwischen 64% und 68% liegt. Hierbei zeigen die Nudging Simulationen allerdings eine eindeutige Tendenz hin zu einer geringeren Wolkenbedeckung. Deutlichere Unterschiede sind weiterhin in der Höhenverteilung der Wolken zwischen dem RC1SD-base07 und den anderen Simulationen zu erkennen. Das Nudging der zonalen Mitteltemperatur wirkt sich hier stark auf die Höhenverteilung der Wolken aus, da im Vergleich zum RC1SD-base10 alle Nudging-Parameter inklusive der SST gleich bzw.

vorgeschrieben sind. So sind im RC1SD-base07 verstärkt niedrige Wolken zu beobachten (43% mehr als im RC1SD-base10) bei gleichzeitiger Verminderung der relativen Anzahl an hohen Wolken. Abbildung 32 zeigt diese Verteilung anschaulich in einer global und zeitlich gemittelten vertikalen Darstellung mit abnehmender Höhe bzw. Drucklevel.



**Abbildung 32:** Zeitlich und global gemittelte relative Wolkenbedeckung der vier Simulationen in vertikaler Darstellung. Die gestrichelten Linien entsprechen der Höheneingliederung der Wolken (0-2000 m ~ 785 hPa = Tiefe Wolken; 2000-6000 m ~ 485 hPa = Mittlere Wolken; 6000 – 18000 m ~ 100 hPa = Hohe Wolken).

Wie in der Theorie in Kapitel 1 festgestellt wurde, sind hohe Wolken klimawärmend, während der Effekt der tiefen Wolken, aufgrund der hohen SW Rückstrahlung in den Weltraum, eine Strahlungskühlung nach sich zieht. Es ist daher zu vermuten, dass möglicherweise beide Effekte, d.h. sowohl die Verminderung der hohen Wolken mit ihrem positiven Einfluss im LW auf den Strahlungshaushalt und die starke Zunahme der tiefen Wolken verantwortlich sind für die negative Strahlungsungleichgewichts, die im RC1SD-base07 an der TOA festgestellt wurde.



## 4. Zusammenfassung und Schlussfolgerung

Bei der Analyse der hydrologischen Zyklus wurden Charakteristiken des hydrologischen Zyklus für den Zeitraum von 1980 bis 2010 der vier untersuchten Chemie-Klimamodell Modellsimulationen aus dem ESCiMo Projekt und dem ERA-Interim Reanalysedatensatz untersucht. Die Simulationen unterscheiden sich hinsichtlich der vorgegeben Ozeantemperatur. Besonders der RC2-base04 unterscheidet sich in der SST, da die Temperatur aus einem Ozean-Atmosphären gekoppelten Simulation verwendet wurde. Zusätzlich wurden in zwei Simulationen (RC1SD-base10) der Bodendruck, Vorticity und die Divergenz, sowie in einer Simulation (RC1SD-base07) noch die zonale Mitteltemperatur genudged. In den vier Modellsimulationen ist der hydrologische Zyklus freilaufend, im ERA-Interim Datensatz nicht. Beim Vergleich der Nudging Simulationen und der Freilaufenden wird deutlich, dass sie sich generell in ihrem Verhalten deutlich unterscheiden. Der T-Test zeigt, dass hier signifikante Unterschiede bestehen und die Nullhypothese konnte in allen Fällen abgelehnt werden. Untereinander dagegen weisen sowohl die Nudging Simulationen, als auch die freilaufenden in manchen hydrologischen Variablen Ähnlichkeiten auf.

Es zeigen sich zudem zwischen den Simulationen im gewählten Zeitraum Unterschiede in der Gesamtmenge mehrerer hydrologischer Variablen. Bei der Analyse wurde der große Einfluss der SST auf das Verhalten der hydrologischen Variablen aufgezeigt. Aufgrund der ähnlichen SSTs und durch das Nudging ist daher bei der RC1SD-base07 Simulation im Vergleich zu ERA-Interim die größte Ähnlichkeit zu erwarten. Es wurde allerdings festgestellt, dass die Abweichungen in den global und zeitlich gemittelten Variablen am größten sind. So sind die hydrologischen Variablen Evaporation und Niederschlag im globalen mittel niedriger, während die global und vertikal gemittelte Wasserdampfmenge und Wolkenwassermenge höher ausfallen. Auf der anderen Seite weist der ERA-Interim Datensatz die geringsten Werte im Wolkenwasser- und Eis gegenüber den vier Simulationen auf. Letzteres kann damit begründet werden, dass in ERA-Interim der hydrologische Zyklus nicht freilaufend ist, da in der Analyse Beobachtungsdaten assimiliert werden. Auffallend ist auch, dass bei ERA-Interim der Trend im global und zeitlich gemittelten Niederschlag, im Wasserdampf und im Wolkenwasser- und Eis jeweils umgekehrt zu den Simulationen ist. Insbesondere die Abnahme im global und zeitlich gemittelten Wasserdampf ist auffällig, da die globale Mitteltemperatur durch den Anstieg von Treibhausgasen zunimmt. In der Regel wird ein Temperaturanstieg beobachtet und damit auch eine Zunahme im Wasserdampf. Um dies zu verstehen sind noch weitere Analysen erforderlich, die allerdings den Rahmen dieser Arbeit überschreiten.

Dennoch zeigen sich in der RC1SD-base07 Simulation die größten Korrelationen zu ERA-Interim.

Tabelle 19 zeigt die Korrelationswerte mit ERA der vier Simulationen für alle hydrologischen Variablen. Zu erkennen ist, dass der RC1SD-base07 in allen Variablen die höchsten Korrelationswertem mit ERA-Interim aufweist (grün). Das Nudging bewirkt demnach generell eine realistischere Abbildung der hydrologische Variablen. Hierbei hat allerdings das Nudging des Drucklevels, der Parameter der Verwirbelung bzw. Vorticity und der Divergenz auch großen Einfluss, wie sich im Vergleich zur RC1SD-base10 Simulation zeigt, die ebenfalls hohe Korrelationswerte aufweist.

**Tabelle 18:** Korrelationswerte mit ERA der vier Simulationen für alle hydrologischen Variablen.

Korrelationen	Evaporation	Niederschlag	Wasserdampf	Wolkenwasser	Wolkeneis
<b>RC1SD-base07</b>	0.92	0.75	0.97	0.66	0.83
<b>RC1SD-base10</b>	0.92	0.74	0.97	0.64	0.81
<b>RC1-base07</b>	0.87	0.64	0.96	0.59	0.70
<b>RC2-base04</b>	0.82	0.57	0.94	0.58	0.67

Hinsichtlich der vertikalen Verteilung des Bedeckungsgrades nimmt der RC1SD-base07 Lauf innerhalb der Modellsimulationen eine Sonderstellung ein. Bei der Analyse konnte festgestellt werden, dass die negative Strahlungsimbalanz im RC1SD-base07 an der TOA mit einer Abnahme der hohen und Zunahme der niedrigen Wolken einhergeht. Zusätzlich dazu nimmt die optische Dicke der Wolken, aufgrund der stark erhöhten Konzentration von Wolkenwasser in der Atmosphäre (Tabelle 17), in dieser Simulation den höchsten Wert an. Inwieweit eine ausgeglichene Strahlungsbilanz an der TOA, die über eine Anpassung bestimmter Wolkenparameter (Tuning) in einer neuen Simulation erreicht werden kann, einen Einfluss auf den hydrologischen Zyklus hat, ist in einem zukünftigen Projekt zu untersuchen.

# Literaturverzeichnis

**Brandt, S.** (1981): Datenanalyse – Mit statistischen Methoden und Computerprogrammen. Zürich

**Chahine, M.T.** (1992): "The hydrological cycle and its influence on climate - Review Article".

Nature 359 (1992) S. 373-398

**Collins, W. J.; Bellouin, N.; Doutriaux-Boucher, M.; Gedney, N.; Halloran, P.; Hinton, T.; Hughes, J.; Jones, C. D.; Joshi, M.; Liddicoat, S.; Martin, G.; O'Connor, F.; Rae, J.; Senior, C.; Sitch, S.; Totterdell, I.; Wiltshire, A.; Woodward, S.** (2011): "Development and evaluation of an Earth-system model–HadGEM2". Geoscientific Model Development 4 (2011), S.1051–1075

**Colman R.A. und McAvaney B.J.** (2009): " On tropospheric adjustment to forcing and climate feedbacks". Climate Dynamics 36 (2011), S.1649-1685

**Colman, R.A.** (2014): "Climate radiative feedbacks and adjustments at the Earth's surface". Journal of Geophysical Research: Atmospheres 120, S.3173-3182

**Dee, D. P.; Uppala, S. M.; Simmons, A. J.; Berrisford, P.; Poli, P.; Kobayashi, S.; Andrae, U.; Balmaseda, M. A.; Balsamo, G.; Bauer, P.; Bechtold, P.; Beljaars, A. C. M.; van de Berg, L.; Bidlot, J.; Bormann, N.; Delsol, C.; Dragani, R.; Fuentes, M.; Geer, A. J.; Haimberger, L.; Healy, S. B.; Hersbach, H.; Hólm, E. V.; Isaksen, L.; Kållberg, P.; Köhler, M.; Matricardi, M.; McNally, A. P.; Monge-Sanz, B. M.; Morcrette, J.-J.; Park, B.-K.; Peubey, C.; de Rosnay, P.; Tavolato, C.; Thépaut, J.-N.; Vitart, F.** (2011): "The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system". Journal of the Royal Meteorological Society 137 (2011), S. 553–597

**Douville, H.; Chauvin, F.; Planton, S.; Royer J.F.; Salas-Mélia, D.; Tyteca, S.** (2001): "Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols". Climate Dynamics 20 (2002) S.45-68

**Hack, J.J.; Julie M.; Yeager, S.G.; Oleson, K.W.; Holland, M.M.; Truesdale, J.E.; Rasch, P.J.** (2005): "Simulation of the Hydrological Cycle in the CCSM Community Atmosphere Model Version 3 (CAM3): Mean Features". Journal of Climate 19 (2006)

**Hagemann, S.; Arpe, K.; Roeckner, E.** (2005): "Evaluation of the hydrological cycle in the ECHAM5 Model". Journal of Climate - Special Selection 19 (2006)

**IPCC (2013):** "Climate Change 2013 - the Physical Science Basis". Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F.; D. Qin, G.-K. ; Plattner, M.; Tignor, S.K.; Allen, J.; Boschung, A.; Nauels, Y.; Xia, V.; Bex P.M.] Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

**Jöckel, P.; Tost, H.; Pozzer, A.; Brühl, C.; Buchholz, J.; Ganzeveld, L.; Hoor, P.; Kerkweg, A.; Lawrence, M. G.; Sander, R.; Steil, B.; Stiller, G.; Tanarhte, M.; Taraborrelli, D.; van Aardenne, J.; Lelieveld, J. (2006):** "The atmospheric chemistry general circulation model ECHAM5/MESy1: consistent simulation of ozone from the surface to the mesosphere". Atmospheric Chemistry and Physics 6 (2006), S.5067–5104

**Jöckel, P.; Tost, H.; Pozzer, A.; Kunze, M.; Kirner, O.; Brenninkmeijer C.A.M.; Brinkop, S.; Cai, D.S.; Dyroff, C.; Eckstein, J.; Frank, F.; Garny, H.; Gottschaldt, K.G.; Graf, P.; Grewe, V.; Kerkweg, A.; Kern, B.; Matthes, S.; Mertens, M.; Meul, S.; Neumaier, M.; Nützel, M.; Oberländer-Hayn, S.; Ruhnke, R.; Runde, T.; Sander, R.; Scharffe, D.; Zahn A. (2015):** "Earth System Chemistry Integrated Modelling (ESCiMo) with the Modular Earth Submodel System (MESy, version 2.51)". Geoscientific Model Development (not published yet)

**Lambert, F.H.; Webb, M.J.; Yoshimori, M.; Yokohata, T. (2014):** "The cloud radiative effect on the atmospheric energy budget and global mean precipitation". Climate Dynamics 44 (2015), S.2301-2325

**Martin, G. M.; Bellouin, N.; Collins, W. J.; Culverwell, I. D.; Halloran, P. R.; Hardiman, S. C.; Hinton, T. J.; Jones, C. D.; McDonald, R. E.; McLaren, A. J.; O'Connor, F. M.; Roberts, M. J.; Rodriguez, J. M.; Woodward, S.; Best, M. J.; Brooks, M. E.; Brown, A. R.; Butchart, N.; Dearden, C.; Derbyshire, S. H.; Dharssi, I.; Doutriaux-Boucher, M.; Edwards, J. M.; Falloon, P. D.; Gedney, N.; Gray, L. J.; Hewitt, H. T.; Hobson, M.; Huddleston, M. R.; Hughes, J.; Ineson, S.; Ingram, W. J.; James, P. M.; Johns, T. C.; Johnson, C. E.; Jones, A.; Jones, C. P.; Joshi, M. M.; Keen, A. B.; Liddicoat, S.; Lock, A. P.; Maidens, A. V.; Manners, J. C.; Milton, S. F.; Rae, J. G. L.; Ridley, J. K.; Sellar, A.; Senior, C. A.; Totterdell, I. J.; Verhoef, A.; Vidale, P. L.; Wiltshire, A. (2011):** "The HadGEM2 family of Met Office Unified Model climate configurations". Geoscientific Model Development 4 (2011), S.723–757

**Previdi, M. (2010):** "Radiative feedbacks on global precipitation". Environmental Research Letters 5 (2010), S.1-11

**Randall, D.A.; R.A. Wood; S. Bony; R. Colman; T. Fichefet; J. Fyfe; V. Kattsov; A. Pitman; J. Shukla; J. Srinivasan; R.J. Stouffer; A. Sumi; K.E. Taylor (2007):** "Climate Models and Their

Evaluation". ". Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

**Rasch, B.; Friese, M.; Hofmann, W.; Naumann, E.** (2010): "Quantitative Methoden - Band 2". 3.Auflage. Berlin

**Raschke, E. und Quante, M.** (2002): "Wolken und Klima" in Numerische Klimamodelle - Was können sie und wo müssen sie verbessert werden. Teil I: Das Klimasystem Erde. promet - meteorologische Fortbildung 28 Heft 3/4, S.95-107

**Rayner, N. A.; Parker, D. E.; Horton, E. B.; Folland, C. K.; Alexander, L. V.; Rowell, D. P.; Kent, E. C.; Kaplan, A.** (2003):" Global Analyses of sea surface temperatures, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century". Journal of Geophysical Research Res 108 (2003), S.4407

**Roeckner, E.; Brokopf, R.; Esch, M.; Giorgetta, M.; Hagemann, S.; Kornblueh, L.; Manzini, E.; Schlese, U.; Schulzweida, U.** (2006): "Sensitivity of Simulated Climate to Horizontal and Vertical Resolution in the ECHAM5 Atmosphere Model". Journal of Climate 19 (2006), S.3771–3791

**Roedel, W. und Wagner, T.** (2011):" Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre". Heidelberg

**Stephens, G. L.** (2003): "Cloud Feedbacks in the Climate System - Review Article ". Journal of Climate 18 (2005), S.237-273

**Suzuki, K.; Nakajma, T.; Nakajima T.Y.; Khain, A.** (2006): "Correlation Pattern between effective Radius and Optical Thickness of Water Clouds Simulated by a Spectral Bin Microphysics Cloud Model". SOLA - Scientific Online Letters on Atmosphere 2 (2006), S.116-119

**Trenberth, K.E.; Jones, P.D.; Ambenje, P.; Bojariu, R.; Easterling, D.; Klein Tank, A.; Parker, D.; Rahimzadeh, F.; Renwick, J.A.; Rusticucci, M.; Soden B.; Zhai, P.** (2007): "Observations: Surface and Atmospheric Climate Change". Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

**Voigt, A. und Shaw, T.A.** ( 2015):“Circulation response to warming shaped by radiative changes of clouds and water vapour“. Nature Geoscience 8 (2015), S.102-106



**Zelinka, M.D.; Klein, S.A.; Hartmann, D.L.** (2011): "Computing and Partitioning Cloud Feedbacks using cloud property Histograms. Part II: Attribution to Changes in Cloud Amount, Altitude and Optical Depth. Journal of Climate 25 (2011), S.3736-3754

**Zelinka, M.D.; Klein, S.A.; Taylor, K.E.** (2013): "Contributions of Different Cloud Types to Feedbacks and Rapid Adjustments in CMIP5" Journal of Climate 26 (2013), S.5007-5013

## INTERNET

**DKRZ** - Deutsches Klimarechenzentrum GmbH (2015): "Earth System Chemistry Integrated Modelling (ESCiMo)" *Klickpfad: Startseite/Klimaforschung/Konsortialrechnungen/ESCiMo*  
URL: <http://www.dkrz.de/Klimaforschung/konsortial/escimo> (26.08.2015)

**DLR** - Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (2015): "The highly structured Modular Earth Submodel System (MESSy)". *Klickpfad: Start Page/Project ESCiMo*  
URL: <http://www.messy-interface.org> (25.08.2015)

**MPI-M** - Max-Planck-Institut für Meteorologie (2013): "Climate Data Operators". *Klickpfad: Hauptseite/Projekte/CDO*  
URL: <https://code.zmaw.de/projects/cdo> (26.08.2015)

**ncalculators.com** (2011): "T Test Calculator". *Klickpfad: Math Calculators/Statistic Calculators/T Test Calculator*  
URL: <http://ncalculators.com/statistics/t-test-calculator.htm> (26.08.2015)

## **Danksagung**

Zuerst möchte ich meiner Betreuerin Dr. Sabine Brinkop danken, die mir die Möglichkeit gegeben hat, meine Masterarbeit am DLR zu diesem sehr interessanten Thema zu schreiben. Ich danke daher Sabine für die Stunden die sie in die Interpretation der Ergebnisse, die Überprüfung und die Korrektur investiert hat. Des Weiteren danke ich Prof. Dr. Ralf Ludwig vom Lehrstuhl der Geographie und geographischen Fernerkundung an der LMU München für die Betreuung und das Vertrauen von Seiten der Universität. Ein spezieller Dank geht zudem an meine Langzeitkollegen im Institut, Michael Löffler und Dominik Kunert, die besonders in der Anfangsphase mit ihren guten Tipps den Fortschritt der Arbeit begünstigten und stets zu einem angenehmen Arbeitsklima beitrugen. Zuletzt danke ich meiner Freundin und meinen Eltern für die Unterstützung und die Investition der Zeit in die Korrektur.

# Anhang

## Skript zum auswählen, mitteln und kopieren der hydrologischen Variablen vom DKRZ-Rechner in Hamburg

```
#!/bin/ksh
```

```
EXPS=""
```

```
EMIF=1
```

```
EMIL=12
```

```
BASE=RC1
```

```
RUN=base-07
```

```
VAR=precip #has to be Variable, fixed for cdo -selvar!
```

```
DIR=ECHAM5-p-mm
```

```
#YEARS="1985 1986 1987 1988 1989 1990 1991 1992 1993 1994 1995 1996"
```

```
#YEARS="1979 1980 1981 1982 1983 1984 1985 1986 1987 1988 1989 1990 1991 1992 1993 1994  
1995 1996"
```

```
#YEARS="1985 1986 1987 1988 1989 1990 1991 1992 1993 1994 1995 1996"
```

```
#YEARS="1979 1980 1981 1982 1983 1984"
```

```
#YEARS="1979 1980 1981 1982 1983 1984 1985 1986 1987 1988 1989 1990 1991 1992 1993 1994  
1995 1996 1997 1998 1999 2000 2001 2002 2003 2004 2005 2006 2007 2008 2009 2010 2011 2012  
2013"
```

```
YEARS="1960 1961 1962 1963 1964 1965 1966 1967 1968 1969 1970 1971 1972 1973 1974 1975  
1976 1977 1978 1979 1980 1981 1982 1983 1984 1985 1986 1987 1988 1989 1990 1991 1992 1993  
1994 1995 1996 1997 1998 1999 2000 2001 2002 2003 2004 2005 2006 2007 2008 2009 2010  
2011"
```

```
#YEARS="1960 1961 1962 1963 1964 1965 1966 1967 1968 1969 1970 1971 1972 1973 1974 1975  
1976 1977 1978 1979 1980 1981 1982 1983 1984 1985 1986 1987 1988 1989 1990 1991 1992 1993  
1994 1995 1996 1997 1998 1999 2000 2001 2002 2003 2004 2005 2006 2007 2008 2009 2010 2011  
2012 2013 2014 2015 2016 2017 2018 2019 2020 2021 2022 2023 2024 2025 2026 2027 2028 2029  
2030 2031 2032 2033 2034 2035 2036 2037 2038 2039 2040 2041 2042 2043 2044 2045 2046 2047  
2048 2049 2050 2051 2052 2053 2054 2055 2056 2057 2058 2059 2060 2061 2062 2063 2064 2065  
2066 2067 2068 2069 2070 2071 2072 2073 2074 2075 2076 2077 2078"
```

```
#YEARS="1984 1985 1986 1987 1988 1989 1990 1991 1992 1993 1994 1995 1996 1997 1998 1999  
2000 2001 2002 2003 2004 2005 2006 2007 2008 2009 2010 2011 2012 2013"
```

```
#YEARS="1990 1991 1992 1993 1994 1995 1996 1997 1998 1999 2000 2001 2002 2003 2004 2005  
2006 2007 2008 2009 2010"
```

```
#YEARS="1950 1951 1952 1953 1954 1955 1956 1997 1998 1999 2000 2001 2002 2003 2004 2005  
2006 2007 2008 2009 2010 2011"
```

```
#YEARS="2004 2005 2006 2007 2008 2009 2010 2011"
```

```
#YEARS="1997 1998 1999 2000"
```

```
#YEARS="1996 1997 1998 1999 2000 2001 2002 2003 2004 2005 2006 2007 2008 2009 2010"
```

```
#YEARS="2013"
```

```
# NOCH EINSTELLEN
```

```
mkdir /scratch/b/b309118/${BASE}-${RUN}/${DIR}
```

```
cp /pf/b/b309118/daten/vct_L90MA.nc /scratch/b/b309118/${BASE}-${RUN}/${DIR}/  
###Druckniveau Datei
```

```
for YEAR in $YEARS
```

```
do
```

```
#####MON-LOOP#####
```

```
MON=$EMIF
```

```
while [ $MON -le $EMIL ]
```

```
do
```

```
if [ $MON -le 9 ]
```

```
then
```

```
MON=0${MON}
```

```
else
```

```
MON=${MON}
```

```
fi
```

```
echo $MON
```

```
echo $YEAR
```

```
##### Variable #####
```

```
cdo -selvar,rsfl_2d,rsfc_2d,ssfl_2d,ssfc_2d /work/id0853/b302019/${BASE}-${RUN}/ECHAM5-p-  
mm/${BASE}-${RUN}____${YEAR}${MON}_ECHAM5-p-mm.nc  
/scratch/b/b309118/${BASE}-${RUN}/ECHAM5/${BASE}-  
${RUN}_${VAR}_${YEAR}${MON}.nc
```

##### Pressure-Lvls #####

#### VCT #### + aktivieren wenn was fehlt

#cd \$SCRATCH/\${BASE}-\${RUN}/ECHAM5-p-mm

#ncks -A vct\_L90MA.nc \${BASE}-\${RUN}\_\${VAR}\_\${YEAR}\${MON}.nc

#### L47 #### -> + für läufe nicht 190

#cdo

ml2pl,1.,4.,11.,23.,43.,74.,122.,193.,296.,440.,637.,901.,1245.,1685.,2235.,2914.,3743.,4752.,5964.,7406.,9101.,11061.,13222.,15537.,18036.,20733.,23629.,26724.,30009.,33477.,37117.,40909.,44844.,48916.,53108.,57403.,61784.,66228.,70702.,75163.,79558.,83807.,87805.,91424.,94506.,96840.,98170. -selvar,H2O,aps /scratch/b/b309118/\${BASE}-\${RUN}/ECHAM5-p-mm/\${BASE}-\${RUN}\_\${VAR}\_\${YEAR}\${MON}.nc /scratch/b/b309118/\${BASE}-\${RUN}/ECHAM5-p-mm/\${BASE}-\${RUN}\_\${VAR}\_\${YEAR}\${MON}\_p.nc

#### L90 #### + Druckniveauänderungsbefehl

#cdo

ml2pl,1.,3.,6.,9.,13.,17.,22.,28.,35.,43.,51.,61.,72.,84.,97.,112.,128.,146.,165.,186.,210.,235.,263.,293.,326.,362.,401.,443.,490.,540.,595.,655.,720.,790.,866.,948.,1037.,1133.,1238.,1351.,1474.,1607.,1752.,1908.,2077.,2261.,2460.,2675.,2908.,3161.,3436.,3736.,4064.,4422.,4813.,5243.,5714.,6231.,6799.,7423.,8105.,8853.,9676.,10584.,11587.,12697.,13926.,15286.,16788.,18444.,20269.,22280.,24496.,26935.,29616.,32566.,35815.,39392.,43329.,47657.,52414.,57640.,63372.,69660.,76472.,83472.,89631.,94099.,96838.,98169. -selvar,aprc,aps /scratch/b/b309118/\${BASE}-\${RUN}/ECHAM5-p-mm/\${BASE}-\${RUN}\_\${VAR}\_\${YEAR}\${MON}.nc /scratch/b/b309118/\${BASE}-\${RUN}/ECHAM5-p-mm/\${BASE}-\${RUN}\_\${VAR}\_\${YEAR}\${MON}\_p.nc

##### MONMEAN ##### + macht monatsmittel + Achtung Name GEÄNDERT (\_p\_ + 2MAL)

#cdo monmean -selvar,aprl /scratch/b/b309118/\${BASE}-\${RUN}/ECHAM5-p-mm/\${BASE}-\${RUN}\_\${VAR}\_\${YEAR}\${MON}.nc /scratch/b/b309118/\${BASE}-\${RUN}/ECHAM5-p-mm/\${BASE}-\${RUN}\_\${VAR}\_\${YEAR}\${MON}\_mm.nc

#####

MON=`expr \$MON + 1`

done

YEAR=`expr \$YEAR + 1`

done

#### NCRCAT#### + ACHTUNG Name ändern (\_p\_ einfügen +2MAL)

echo catting

cd \$SCRATCH/\${BASE}-\${RUN}/\${DIR}

nccat \${BASE}-\${RUN}\_\${VAR}\_\*.nc \${VAR}\_cat\_\${BASE}-\${RUN}\_1979-2013\_p\_mm.nc



exit

exit 0

echo FINISHED

## **Skript zum Darstellen der Anomalien in einem zonalen Plot am Beispiel der Evaporation**

```
use evap1_anomalie.nc
use evap2_anomalie.nc
use evap3_anomalie.nc
use evap4_anomalie.nc

use tsea1_anomalie.nc
use tsea2_anomalie.nc
use tsea3_anomalie.nc
use tsea4_anomalie.nc
use evapobs_anomalie.nc

set window 1

define viewport/xlim=0,1/ylim=0.2,0.6 V1
set view V1
plot/color=blue/nolab/title=""/thick=2/vlimits=-0.2:0.2:0.05 EVAP_ALL1_NEU1[d=1, i=@ave,
j=@ave, L=@sbx:12]*-5
go unlabel 1
go unlabel 2
go unlabel 3
go unlabel 4
go unlabel 5
go unlabel 6
go unlabel 7
ppl ylab "T. in Grad Celsius"
ppl plot
plot/o/color=black/thick=2/nolab/title="" tsea_1[d=5, i=@ave, j=@ave, L=@sbx:12]
plot/o/vs/dash/nolab {0,30000},{0,0}

define viewport/xlim=0,1/ylim=0.6,1 V2
set view V2
plot/color=red/nolab/title=""/thick=2/vlimits=-0.2:0.2:0.05 EVAP_ALL2_NEU2[d=2, i=@ave,
j=@ave, L=@sbx:12]*-5
go unlabel 1
go unlabel 2
go unlabel 3
go unlabel 4
go unlabel 5
go unlabel 6
go unlabel 7
ppl ylab "T. in Grad Celsius"
ppl plot
plot/o/color=black/thick=2/nolab/title="" tsea_2[d=6, i=@ave, j=@ave, L=@sbx:12]
plot/o/vs/dash/nolab {0,30000},{0,0}

define viewport/xlim=0,1/ylim=0.4,0.8 V3
set view V3
plot/color=purple/nolab/thick=2/title=""/vlimits=-0.2:0.2:0.05 EVAP_ALL3_NEU3[d=3, i=@ave,
j=@ave, L=@sbx:12]*-5
go unlabel 1
```

```

go unlabel 2
go unlabel 3
go unlabel 4
go unlabel 5
go unlabel 6
go unlabel 7
ppl ylab "T. in Grad Celsius"
ppl plot
plot/o/color=black/thick=2/nolab/title="" tsea_3[d=7, i=@ave, j=@ave, L=@sbx:12]
plot/o/vs/dash/nolab {0,30000},{0,0}

define viewport/xlim=0,1/ylim=0,0.4 V4
set view V4
plot/color=green/nolabtitle=""/thick=2/vlimits=-0.2:0.2:0.05 EVAP_ALL4_NEU4[d=4, i=@ave,
j=@ave, L=@sbx:12]*-5
go unlabel 1
go unlabel 2
go unlabel 3
go unlabel 4
go unlabel 5
go unlabel 6
go unlabel 7
ppl title Evaporationsanomalien (Farbe) mit Wassertemperaturanomalien (Schwarz)
ppl ylab "T. in Grad Celsius"
ppl plot

plot/o/color=black/thick=2/nolab/title="" tsea_4[d=8, i=@ave, j=@ave, L=@sbx:12]
plot/o/vs/dash/nolab {0,30000},{0,0}

define viewport/xlim=0,1/ylim=0.6,1 V2
set view V2
plot/color=black/nolab/dash/title=""/thick=2/vlimits=-0.2:0.2:0.05 evap_obs1[d=9, i=@ave, j=@ave,
L=@sbx:12]*-5
go unlabel 1
go unlabel 2
go unlabel 3
go unlabel 4
go unlabel 5
go unlabel 6
go unlabel 7
ppl ylab "T. in Grad Celsius"
ppl plot
plot/o/color=black/thick=2/nolab/title="" tsea_2[d=6, i=@ave, j=@ave, L=@sbx:12]
plot/o/vs/dash/nolab {0,30000},{0,0}

!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!BREITENGRAD!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!

set window 1

plot/d=1/title=""/color=blue/hlimits=-90:90/vlimits=-0.004:0.004:0.001/thick=1.5
EVAP_ALL1_NEU1[i=@ave, l=@ave]

go unlabel 1

```

```

go unlabel 2
go unlabel 3
go unlabel 4
go unlabel 5
go unlabel 6
ppl ylab "Evaporation Anomalie in mm/d"
ppl title Evaporationsanomalie ueber Breitengrad (zeitlich gemittelt)
ppl plot

label -25,-4.5,1,0,0.14,"@C02 Rot = RC1SD -base07-"
label -25,-4.8,1,0,0.14,"@C06 Lila = RC1SD -base10-"
label -25,-5.1,1,0,0.14,"@C04 Blau = RC1 -base07-"
label -25,-5.4,1,0,0.14,"@C03 Gruen = RC2 -base04-"

label 80,-4.5,1,0,0.13,"@C02 Mean = -2.638"
label 80,-4.8,1,0,0.13,"@C06 Mean = -3.011"
label 80,-5.1,1,0,0.13,"@C04 Mean = -3.028 "
label 80,-5.4,1,0,0.13,"@C03 Mean = -2.992"

plot/d=2/o/color=red/nolabel/thick=1.5 EVAP_ALL2_NEU2[i=@ave, l=@ave]
plot/d=3/o/color=purple/nolabel/thick=1.5 EVAP_ALL3_NEU3[i=@ave, l=@ave]
plot/d=4/o/color=green/nolabel/thick=1.5 EVAP_ALL4_NEU4[i=@ave, l=@ave]

!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!GLOBALE
BETRACHTUNG!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!

fill/levels=(-0.01,0.02,0.001) EVAP_ALL1_NEU1[d=1, l=@ave]
fill/levels=(-0.01,0.02,0.001) EVAP_ALL2_NEU2[d=2, l=@ave]
fill/levels=(-0.01,0.02,0.001) EVAP_ALL3_NEU3[d=3, l=@ave]
fill/levels=(-0.01,0.02,0.001) EVAP_ALL4_NEU4[d=4, l=@ave]

!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!SIMULATION MINUS SCHWANKUNGEN =
TREND !!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!

set window 1

plot/nolab/color=blue/vlimits=-3.5:-2.5:0.1 EVAP_ALL1_NEU1[d=1, i=@ave, j=@ave] -
EVAP_ALL1_NEU1[d=2, i=@ave, j=@ave]

plot/o/nolab/color=red/vlimits=-3.5:-2.5:0.1 EVAP_ALL2_NEU2[d=3, i=@ave, j=@ave] -
EVAP_ALL2_NEU2[d=4, i=@ave, j=@ave]

plot/o/nolab/color=purple/vlimits=-3.5:-2.5:0.1 EVAP_ALL3_NEU3[d=5, i=@ave, j=@ave] -
EVAP_ALL3_NEU3[d=6, i=@ave, j=@ave]

plot/o/nolab/color=green/vlimits=-3.5:-2.5:0.1 EVAP_ALL4_NEU4[d=7, i=@ave, j=@ave] -
EVAP_ALL4_NEU4[d=8, i=@ave, j=@ave]

```

## **Skript zum Darstellen der Anomalien in einem globalen Plot am Beispiel der Evaporation**

```
use evap1.nc
use evap2.nc
use evap3.nc
use evap4.nc
```

```
set window 1
define viewport/xlim=0.5,1/ylim=0.4,1 V3
set view V3
fill/d=3/title=""/levels=(-8,0,0.25) evap_all3_neu3[l=@ave]
go unlabel 1
go unlabel 2
go unlabel 3
go unlabel 4
go unlabel 5
go unlabel 6
go unlabel 7
ppl ylab "Evaporation in mm/d"
ppl fill
go land
```

```
define viewport/xlim=0,0.5/ylim=0.4,1 V2
set view V2
fill/d=2/title=""/levels=(-8,0,0.25) evap_all2_neu2[l=@ave]
go unlabel 1
go unlabel 2
go unlabel 3
go unlabel 4
go unlabel 5
go unlabel 6
go unlabel 7
ppl fill
go land
```

```
define viewport/xlim=0,0.5/ylim=0,0.6 V1
set view V1
fill/d=1/title=""/levels=(-8,0,0.25) evap_all1_neu1[l=@ave]
go unlabel 1
go unlabel 2
go unlabel 3
go unlabel 4
go unlabel 5
go unlabel 6
go unlabel 7
ppl fill
go land
```

```
define viewport/xlim=0.5,1/ylim=0,0.6 V4
set view V4
fill/d=4/title=""/levels=(-8,0,0.25) evap_all4_neu4[l=@ave]
go unlabel 1
```



```
go unlabel 2
go unlabel 3
go unlabel 4
go unlabel 5
go unlabel 6
go unlabel 7
ppl ylab "Evaporation in mm/d"
ppl fill
go land
```

## **Skript zum Berechnen der Differenz zwischen den Simulationen und ERA-Interim und deren Darstellung in einem zonalen Plot**

```
use evap1.nc
use evap2.nc
use evap3.nc
use evap4.nc
use evap_obs1.nc
```

```
set window 1
```

```
plot/title="Evaporation / Simulationen minus ERA"/color=blue/hlimits=-90:90/vlimits=-
1:1:0.1/thick=1.5 (evap_obs1[d=5, i=@ave, l=1:359@ave])-(EVAP_ALL1_NEU1[i=@ave,
l=1:359@ave, d=1])
```

```
go unlabel 1
go unlabel 2
go unlabel 3
go unlabel 4
go unlabel 5
go unlabel 6
ppl ylab "Evaporation in mm/d"
ppl xlab "Breitengrad"
ppl plot
```

```
label -25,0.93,1,0,0.14,"@C02 Rot = RC1SD -base07-"
label -25,0.85,1,0,0.14,"@C06 Lila = RC1SD -base10-"
label -25,0.78,1,0,0.14,"@C04 Blau = RC1 -base07-"
label -25,0.70,1,0,0.14,"@C03 Gruen = RC2 -base04-"
```

```
label 80,0.93,1,0,0.13,"@C02 Differenz = - 0.169"
label 80,0.87,1,0,0.13,"@C06 Differenz = + 0.101"
label 80,0.81,1,0,0.13,"@C04 Differenz = + 0.112"
label 80,0.75,1,0,0.13,"@C03 Differenz = + 0.097"
```

```
plot/d=2/o/color=red/nolabel/thick=1.5 evap_obs1[d=5, i=@ave, l=@ave]-
EVAP_ALL2_NEU2[i=@ave, l=@ave]
plot/d=3/o/color=purple/nolabel/thick=1.5 evap_obs1[d=5, i=@ave, l=1:359@ave]-
EVAP_ALL3_NEU[i=@ave, l=1:359@ave]
plot/d=4/o/color=green/nolabel/thick=1.5 evap_obs1[d=5, i=@ave, l=1:359@ave]-
EVAP_ALL4_NEU4[i=@ave, l=1:359@ave]
```

```
plot/o/vs/dash/nolab {-30000,30000},{0,0}
```

## **Skript zum Berechnen der Varianz der Simulationen und ERA-Interim und deren Darstellung in einem globalen Plot**

```
use evap1.nc
use evap2.nc
use evap3.nc
use evap4.nc
use evap_obs1.nc

let/d=1 evap1_ave = EVAP_ALL1_NEU1[l=@ave, i=@ave, j=@ave]
let evap1_dev = EVAP_ALL1_NEU1[i=@ave, j=@ave] - evap1_ave
let evap1_dsq = evap1_dev * evap1_dev
let/title="Varianz von Evap_1" evap1_var = evap1_dsq[l=@ave]
save/d=1/file=evap1_varianz.nc evap1_var

let/d=2 evap2_ave = EVAP_ALL2_NEU2[l=@ave, i=@ave, j=@ave]
let evap2_dev = EVAP_ALL2_NEU2[i=@ave, j=@ave] - evap2_ave
let evap2_dsq = evap2_dev * evap2_dev
let/title="Varianz von Evap_2" evap2_var = evap2_dsq[l=@ave]
save/d=2/file=evap2_varianz.nc evap2_var

let/d=3 evap3_ave = EVAP_ALL3_NEU[l=@ave, i=@ave, j=@ave]
let evap3_dev = EVAP_ALL3_NEU[i=@ave, j=@ave] - evap3_ave
let evap3_dsq = evap3_dev * evap3_dev
let/title="Varianz von Evap_3" evap3_var = evap3_dsq[l=@ave]
save/d=3/file=evap3_varianz.nc evap3_var

let/d=4 evap4_ave = EVAP_ALL4_NEU4[l=@ave, i=@ave, j=@ave]
let evap4_dev = EVAP_ALL4_NEU4[i=@ave, j=@ave] - evap4_ave
let evap4_dsq = evap4_dev * evap4_dev
let/title="Varianz von Evap_4" evap4_var = evap4_dsq[l=@ave]
save/d=4/file=evap4_varianz.nc evap4_var

let/d=5 evap5_ave = EVAP_OBS1[l=@ave, i=@ave, j=@ave]
let evap5_dev = EVAP_OBS1[i=@ave, j=@ave] - evap5_ave
let evap5_dsq = evap5_dev * evap5_dev
let/title="Varianz von Evap_5" evap5_var = evap5_dsq[l=@ave]
save/d=5/file=evap5_varianz.nc evap5_var

set window 1

plot/d=1/title="Abweichungen vom globalen Mittelwert -> Varianz
@sbx:24"/color=blue/vlimits=0:0.03:0.002/thick=2 evap1_dsq[l=@sbx:12]

go unlabel 1
go unlabel 2
go unlabel 3
go unlabel 4
go unlabel 5
go unlabel 6
ppl ylab "Mittlerer quadrierter Fehler"
ppl plot
```

label 110000,0.029,1,0,0.15,"@C02 Rot = RC1SD -base07-"  
label 110000,0.028,1,0,0.15,"@C06 Lila = RC1SD -base10-"  
label 110000,0.027,1,0,0.15,"@C04 Blau = RC1 -base07-"  
label 110000,0.026,1,0,0.15,"@C03 Gruen = RC2 -base04-"  
label 110000,0.025,1,0,0.15,"@C01 Schwarz = ERA-Interim"

label 270000,0.029,1,0,0.13,"@C02 Varianz = 0.01462"  
label 270000,0.028,1,0,0.13,"@C06 Varianz = 0.01087"  
label 270000,0.027,1,0,0.13,"@C04 Varianz = 0.00972"  
label 270000,0.026,1,0,0.13,"@C03 Varianz = 0.00824"  
label 270000,0.025,1,0,0.13,"@C01 Varianz = 0.00624"

plot/d=2/o/color=red/nolabel/thick=2 evap2\_dsq[l=@sbx:24]  
plot/d=3/o/color=purple/nolabel/thick=2 evap3\_dsq[l=@sbx:24]  
plot/d=4/o/color=green/nolabel/thick=2 evap4\_dsq[l=@sbx:24]  
plot/d=5/o/color=black/dashes/nolabel/thick=2 evap5\_dsq[l=@sbx:24]

plot/o/vs/dash/nolab {0,30000},{0,0}

## **Skript zur Darstellung der Variable im zeitlichen Verlauf und zur Berechnung und Abbildung des Trends**

```
use evap1.nc
use evap2.nc
use evap3.nc
use evap4.nc
```

```
let Trend_A = evap_all1_neu1[D=1, I=@AVE, J=@AVE]
save/file=Trend_1.nc Trend_A
```

```
let Trend_B = evap_all2_neu2[D=2, I=@AVE, J=@AVE]
save/file=Trend_2.nc Trend_B
```

```
let Trend_C = evap_all3_neu3[D=3, I=@AVE, J=@AVE]
save/file=Trend_3.nc Trend_C
```

```
let Trend_D = evap_all4_neu4[D=4, I=@AVE, J=@AVE]
save/file=Trend_4.nc Trend_D
```

```
!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!
set window 1
```

```
use Trend_1.nc
```

```
let p = t[gt=Trend_A, d=5]
let q = Trend_A
go regresst
let p1 = t[gt=Trend_A, d=5]
let q1 = Trend_A
go regresst
```

```
define viewport/xlim=0,1/ylim=0.2,0.6 V1
set view V1
plot/color=blue/title=" "/vlimits = -2.3:-3.3:0.1 q1
go unlabel 1
go unlabel 2
go unlabel 3
go unlabel 4
go unlabel 5
ppl plot
ppl ylab "Evaporation in mm/d"
ppl plot
```

```
let Trend_1 = p1 * slope + intercep
plot/o/color=black/nolabel Trend_1
```

```
plot/o/vs/dash/nolab {0,30000},{-3.0227,-3.0227}
```

```
!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!
```

```
use Trend_2.nc
```



```

let p = t[gt=Trend_B, d=6]
let q = Trend_B
go regresst
let p2 = t[gt=Trend_B, d=6]
let q2 = Trend_B
go regresst

define viewport/xlim=0,1/ylim=0.6,1 V2
set view V2
plot/color=red/title=" "/vlimits = -2.3:-3.3:0.1 q2
go unlabel 1
go unlabel 2
go unlabel 3
go unlabel 4
go unlabel 5
ppl plot
ppl ylab "Evaporation in mm/d"
ppl plot

let Trend_2 = p2 * slope + intercep
plot/o/color=black/nolabel Trend_2

plot/o/vs/dash/nolab {0,30000},{-2.5956,-2.5956}

!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!

use Trend_3.nc

let p = t[gt=Trend_C, d=7]
let q = Trend_C
go regresst
let p3 = t[gt=Trend_C, d=7]
let q3 = Trend_C
go regresst

define viewport/xlim=0,1/ylim=0.4,0.8 V3
set view V3
plot/color=purple/title=" "/vlimits = -2.3:-3.3:0.1 q3
go unlabel 1
go unlabel 2
go unlabel 3
go unlabel 4
go unlabel 5
ppl plot
ppl ylab "Evaporation in mm/d"
ppl plot

let Trend_3 = p3 * slope + intercep
plot/o/color=black/nolabel Trend_3

plot/o/vs/dash/nolab {0,30000},{-2.9945,-2.9945}

```



# Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst habe, noch nicht anderweitig für Prüfungszwecke vorgelegt, keine anderen als die angegebenen Quellen oder Hilfsmittel benutzt, sowie Zitate als solche gekennzeichnet habe

Moritz Dreusicke

Unterschrift